

PETROLOGIA Y PETROGENESIS DE LAS ROCAS METAVOLCANICAS
DEL GRUPO VILLA DE CURA

Enrique Navarro Farrán
Escuela de Geología, Minas y Geofísica
UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
Apartado 47351- Caracas, 1041A

R E S U M E N

En este trabajo se presenta el resultado de un estudio geológico geoquímico realizado a rocas asignadas al Grupo Villa de Cura y a la Formación Volcanicas de Tiara. La zona de estudio está ubicada en los estados Guárico y Aragua, entre las poblaciones de San Juan de los Morros, Villa de Cura, San Sebastián y Tiara.

Litoestratigraficamente, las rocas aflorantes se han agrupado en cuatro unidades informales, tres de ellas (unidades de Granofels, Meta lavas y Metatobas) pertenecientes al Grupo Villa de Cura y la cuarta (unidad de Lavas, Brechas y Tobas) es equivalente a la Formación Volcánicas de Tiara.

Dentro del Grupo Villla de Cura, la edad depositacional aumenta de norte a sur, de la misma forma que el grado de metamorfismo. De esta manera, la Unidad de Granofels es la más antigua y presenta mayor grado de metamorfismo, mientras que la Unidad de Metatobas es la más joven y con metamorfismo de menor grado.

La Unidad de Lavas, Brechas y Tobas presenta un metamorfismo de grado muy bajo y está separada del Grupo Villa de Cura por una discontinuidad tectónica importante.

El metamorfismo que afectó las rocas del area, es del tipo bari-co de alta P/T (facies de la prehnita-pumpellita, pumpellita-actinolita

lawsonita-albita, esquistos azules y transicional esquistos azules-esquistos verdes).

Desde el punto de vista geoquímico, las rocas tienen composición fundamentalmente basáltica, con bajo contenido de potasio (afinidad toleítica) presentándose además algunas rocas representativas de una asociación calco-alkalina. Según su composición y la asociación con rocas sedimentarias tipicamente oceánicas, se puede decir que en su mayor parte las rocas volcánicas son del tipo de piso oceánico, originadas en una cuenca marginal oceánica ubicada al norte del proto continente suramericano y separada del Caribe, por una masa continental derivada del mencionado proto continente, a raíz de un proceso de expansión asociado a una subducción con polaridad norte, producida en la corteza del Caribe.

El cierre de la cuenca marginal donde se generaron las rocas volcánicas estudiadas, debido a un proceso posterior de convergencia representado por una subducción con polaridad sur dentro de la misma cuenca marginal, es el responsable de las transformaciones metamórficas sufridas por las ya citadas rocas.

A B S T R A C T

In this paper are presented the results of a geological and geochemical study of the rocks of Villa de Cura Group and Volcanicas de Tiara Formation. The study area is located in Guárico and Aragua states between San Juan de los Morros, Villa de Cura and San Sebastian.

Lithostratigraphically the rocks have been grouped in four informal units, three of them (Granofels, Metalavas and Metatufs units) belong to the Villa de Cura Group and the fourth (Lavas, Breccias and Tufs unit) is equivalent to Tiara Volcanics Formation.

The dpositational age in the Villa de Cura Group, increases to the south, the same as the grade of metamorphism. Granofels Unit is the oldest within the group and shows the highest metamorphic grade.

The Lavas, Breccias and Tufs Unit has the lowest metamorphic grade and is separated from the Villa de Cura rocks by a major tectonic discontinuity.

The metamorphism in the area was of the high P/T baric type (prehnite-pumpellyite, pumpellyite-actinolite, lawsonite-albite, blue schists and blueschists transitional to greenschists facies).

Geochemically the rocks have basically basaltic composition, with low potassium content (tholeiitic affinity) although some rocks of the calc-alkaline series are present. From its chemical composition and the association with sedimentary rocks typically oceanic, one can conclude that the majority of the volcanic rocks are of the ocean floor type and were originated in a marginal basin located to the north of the south american proto continent, separated from the Caribbean by a continental mass derivated from that proto continent, after an expansion process associated to a north dipping subduction of the Caribbean crust.

The closing of the marginal basin where the studied rocks originated, due to a south dipping subduction within the basin, is responsible for the metamorphic transformations that affected those rocks.

A G R A D E C I M I E N T O S

El autor desea expresar su agradecimiento a la Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la Facultad de Ingeniería U.C.V. por el apoyo recibido durante la realización del presente estudio. Así mismo desea agradecer al Consejo de Desarrollo Científico y Humanístico de la U.C.V. quien financió parcialmente este trabajo mediante el proyecto N°I-06.1/80

1. INTRODUCCION

1.1. Trabajos Previos

El Grupo Villa de Cura fue definido originalmente como unidad litoestratigráfica por AGUERREVERE y ZULOAGA (1937) quienes agruparon en él una asociación compleja de rocas que afloran en las cercanías de la población de Villa de Cura, estado Aragua. Posteriormente SHAGAM (1960) redefinió la unidad limitándola a una secuencia de rocas predominantemente metavolcánicas. Basándose en la abundancia relativa de ciertos tipos litológicos, SHAGAM (1960) dividió el grupo en cuatro formaciones: El Caño, El Chino, El Carmen y Santa Isabel, considerando las tres primeras como producto de un solo período volcánico, mientras que Santa Isabel está formada por un conjunto de rocas metasedimentarias.

Rocas similares a las asignadas por SHAGAM (1960) al Grupo Villa de Cura han sido reportadas por JARVIS (1966) en la región de los ríos Pao y Tiznados, estados Cojedes, Guárico y Carabobo. KONIGSMARK (1958) indica también la presencia de rocas pertenecientes a esta unidad, al sureste del lago de Valencia y OXBURGH (1950) las menciona en la región oriental del estado Carabobo. SEIDERS (1962) encuentra rocas del Grupo Villa de Cura al sur del estado Miranda en el área de Araguaita, extendiéndose hacia la región del parque nacional Guatopo (VISCARRET, 1982). MOTISCKA (comunicación personal) encontró rocas volcánicas metamorfizadas asignables posiblemente al Grupo Villa de Cura en muestras de núcleo de pozos perforados en la cuenca de Cariaco.

El trabajo más completo publicado hasta el presente sobre la zonación metamórfica del Grupo Villa de Cura fue la realizada por PIBURN (1968), sin embargo, CORREA (1982), LUGO (1982), MAGUREGUI (1982) y SERRANO (1982), después de un estudio en detalle de rocas provenientes de la misma área, proponen una zonación metamórfica invertida respecto a la postulada por PIBURN (1968), quien incluyó además dentro del

Grupo Villa de Cura, a una secuencia de rocas metavolcánicas de muy bajo grado, asignadas previamente a la Formación Volcánicas de Tiara, que aflora en las cercanías de San Sebastián, estado Aragua.

MENENDEZ (1966) ubica al Grupo Villa de Cura dentro de un bloque o faja tectónica que se encuentra en relación de falla con secuencias de edad conocida y supone que el mismo, fue emplazado tectónicamente en su posición actual entre el Paleoceno y el Eoceno. Esta idea, que es compartida por varios autores posteriores, no es aceptada por TALUKDAR et al. (1981) ni tampoco por NAVARRO et al. (1982) quienes postulan un origen diferente para dicho grupo.

1.2. Significado de las rocas volcánicas en cinturones metamórficos.

De acuerdo a lo expresado por PEARCE y CANN (1973) las rocas volcánicas máficas pueden subdividirse de acuerdo al ambiente tectónico asociado a su erupción en cuatro grupos: a) Basaltos de piso oceánico (márgenes de placa divergentes), b) Basaltos de arco de islas (márgenes de placa convergentes), c) Basaltos de islas oceánicas (dentro de la placa, corteza oceánica), d) Basaltos continentales (dentro de la placa, corteza continental).

Las rocas volcánicas de origen reciente pueden ser fácilmente clasificadas dentro de alguno de los grupos antes descritos, el problema se presenta, cuando se intenta clasificar rocas antiguas emplazadas en lugares distintos a aquellos en los que se originaron, habiendo sufrido además cambios metamórficos y deformación intensa (rocas basálticas emplazadas en cinturones metamórficos), de ahí que sea importante el establecimiento de una caracterización geoquímica de los grupos de rocas máficas mencionados al principio.

De acuerdo a su contenido de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) podemos distinguir dos grandes grupos de rocas volcánicas: las alcalinas y las sub-alcalinas. Para discriminar entre esos

dos grupos, MACDONALD y KATSURA (1964) propusieron un método que originalmente emplearon para las rocas volcánicas de Hawaii y que consiste en diagramar el contenido total de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) versus el contenido de SiO_2 , estableciendo en dicho diagrama una línea de separación entre los campos correspondientes a los grupos antes mencionados, sin embargo, se presentan problemas en la clasificación cuando se trata de rocas que han sufrido meteorización submarina, espiritización o metamorfismo de bajo grado (FLOYD y WINCHES-TER, 1975). Para esos casos, el uso de elementos inmóviles como Ti, Zr, P, Y y Nb para discriminar entre basaltos alcalinos y no-alcalinos ha sido propuesto por FLOYD y WINCHES-TER (1975), resultando ser un método valioso para ser aplicado a rocas verdes, espilitas y anfibolitas.

En el campo de las rocas no alcalinas se distinguen dos series claramente separadas en los diagramas de variación de SiO_2 versus FeO^*/MgO (MIYASHIRO, 1974), estas series son: la toleítica y la calco-alcalina, las cuales corresponden a dos tendencias de diferenciación distintas cuya existencia fue enfatizada previamente por KUNO (1959, 1968) correspondiendo la primera de ellas a un enriquecimiento en hierro durante el fraccionamiento y la segunda a un empobrecimiento del mismo elemento durante ese proceso (MIYASHIRO, 1974).

Cada uno de los grupos en los que PEARCE y CANN (1973) clasifican las rocas volcánicas, se caracteriza por la presencia de una o varias de las series descritas previamente. Así pues los basaltos de arco de islas o márgenes continentales activos se caracterizan por la combinación de toleítas de bajo contenido de potasio y basaltos calco-alcalinos; los basaltos de piso oceánico, tienen composición básicamente toleítica y los basaltos del interior de placas, ya sean estas oceánicas o continentales, presentan una combinación de rocas toleíticas y alcalinas.

Los complejos constituidos por rocas volcánicas y plutónicas principalmente de composición máfica y ultramáfica han sido denominados en la literatura geológica con el término de "ofiolitas". Recientemente muchos autores han mantenido la hipótesis de que los complejos ofiolíticos son fragmentos de corteza oceánica creada en las dorsales centro oceánicas y transportadas a las zonas de subducción ubicadas en las márgenes de placas litosféricas convergentes. En este sentido, las rocas volcánicas que forman parte de dichos complejos deben tener composición esencialmente toleítica (toleititas abisales) de acuerdo a lo expresado por PEARCE y CANN (1973). Sin embargo MIYASHIRO (1975) no restringe el uso del término "ofiolita" a rocas originadas en las dorsales centro oceánicas sino que distingue tres tipos de complejos ofiolíticos: a) Aquellos caracterizados por la presencia de rocas volcánicas de las series toleítica y calco-alcalina las cuales son típicas de arcos de islas y márgenes continentales activos. b) Aquellos caracterizados por la presencia únicamente de rocas toleíticas, que pueden haberse originado en arcos de islas, continentes estables, o pueden ser fragmentos de corteza oceánica originada en una dorsal centro oceánica. c) Aquellos caracterizados por rocas toleíticas y alcalinas, cuyo origen no es muy claro y al que pertenecen complejos ofiolíticos presentes en regiones que han sufrido metamorfismo de alta presión como la del Franciscano (California) y Sanbagawa (Japón).

Según lo expresado, podemos concluir que la presencia de complejos ofiolíticos en cinturones metamórficos está relacionada en general con el proceso de subducción, ya sea que las rocas hayan sido originadas "in situ" como es el caso de los arcos de islas o márgenes continentales activos, o que aquellas se hayan formado en dorsales centro oceánicas y llevadas a la zona de subducción durante el movimiento de placas litosféricas hacia las zonas de convergencia. En el primer caso, debemos encontrar rocas de composición toleítica (toleititas con poco potasio) y rocas calco-alcalinas, siendo la proporción de un tipo de roca respecto a la otra, dependiente de

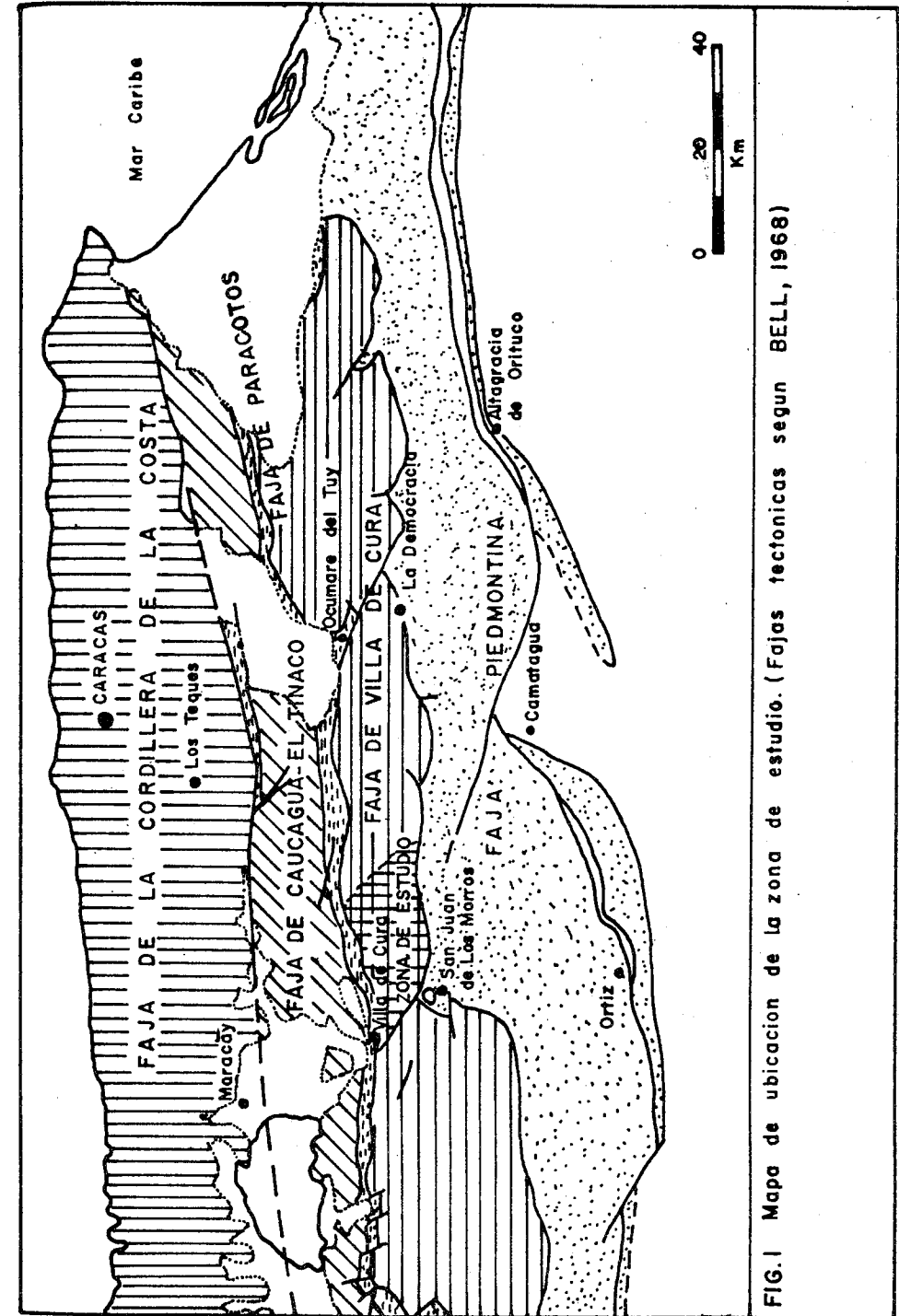
la madurez del arco de islas (en el caso de arcos inmaduros, predominan las rocas toleíticas, mientras que en el caso de arcos maduros, el predominio es de rocas calco-alcalinas) (MIYASHIRO, 1974; PEARCE y CANN, 1973). En el caso de rocas de piso oceánico, que es el segundo mencionado anteriormente, estas serán esencialmente toleíticas, y su composición será básicamente muy parecida a la de las toleititas presentes en arcos de isla inmaduros.

2. ASPECTOS GEOLOGICOS

2.1 Caracteres Generales

Como se ha dicho anteriormente el Grupo Villa de Cura aflora en una franja ubicada en la Serranía del Interior de la Cordillera de la Costa y se extiende desde la región oriental del estado Carabobo hasta el sureste de Miranda. La zona de estudio se ubica en el sector central de esta franja, entre las poblaciones de Villa de Cura, San Juan de Los Morros, San Sebastián y Tiara (estados Guárico y Aragua). (ver Figura 1).

La secuencia estratigráfica establecida por SHAGAM (1960), basada fundamentalmente en el paralelismo entre los planos de estratificación y los de foliación, se inicia con la Formación El Caño, ubicada al norte y constituida fundamentalmente por metatobas máficas finamente interlamina- das con lutitas negras, contiene además conglomerados volcánicos, metalavas y sills hipabisales (PIBURN, 1968). La Formación El Chino le sigue en orden ascendente y en contacto concordante, estando constituida por acumulaciones espesas de metatoba cristalina, filitas negras y metaftanitas, estando presentes algunos intervalos de metalava rica en piroxeno, los cuales son especialmente abundantes cerca del tope de la unidad, en el contacto con la suprayacente Formación El Carmen, caracterizada esta última por la abundancia de metalavas piroxénicas junto con conglomerados volcánicos, tobas cristalinas y tobas cristalinas líticas (PIBURN, 1968). La Formación Santa Isabel es según SHAGAM (1960) la unidad más joven del grupo y está constituida por granofels cuarzo-albíficos, filitas, metatobas, metacherts y excepcionalmente conglomerados volcánicos (PIBURN, 1968). Al norte de la población de San Sebastián, según SHAGAM (1960) aflora una secuencia de rocas no metamorizadas, que el mismo autor correlacionó con la Formación Volcánicas de Tiara. PIBURN (1968) estableció que dicha formación, constituida principalmente por conglomerados volcánicos, tobas y lavas con metamorfismo



de grado muy bajo, suprayace concordantemente a la Formación Santa Isabel en el estado Guárico, pero que en la región al norte de San Sebastian, el contacto es presumiblemente tectónico.

En cuanto al metamorfismo, PIBURN (1968, p. 256) propone que todo el conjunto de rocas metavolcánicas estudiadas por él (Grupo Villa de Cura y Formación Volcánicas de Tiara) puede asignarse a dos facies metamórficas. La Formación Volcánicas de Tiara, pertenece a la facies de la prehnita-pumpellita y el Grupo Villa de Cura a la facies de los esquistos azules, estableciendo además que el límite entre ambas es una zona de transición sin prehnita ni anfíbol sódico. De acuerdo con esto, el citado autor propone un incremento del grado de metamorfismo de sur a norte.

Después de examinar en detalle la mineralogía y las relaciones de campo existentes entre las distintas unidades estudiadas, nos encontramos, tal como detallaremos más adelante, que dos de las conclusiones básicas a las que llegaron SHAGAM (1960) y PIBURN (1968) contrastan con lo observado en el presente trabajo. Estas conclusiones son:

1°) La secuencia estratigráfica del Grupo Villa de Cura, tal como fue propuesta por SHAGAM (1960) parece estar completamente invertida, lo que puede ser consecuencia de haber considerado la foliación actual de las rocas como paralela a la estratificación original de las mismas. Esta observación también fue hecha por SEIDERS (1965 p. 350) al referirse a las rocas del Grupo Villa de Cura que afloran en Miranda central. Igualmente NAVARRO et al. (1982) hacen mención a esta situación.

2°) La gradación metamórfica establecida por PIBURN (1968) tampoco parece ajustarse a la realidad, ya que las rocas de menor grado dentro de la unidad, parecen ser aquellas que afloran más al norte (facies de la pumpellita-actinolita), aumentando el grado de metamorfismo hacia el sur, dentro de unas condiciones del alta P/T puestas en evidencia por la pre-

sencia de minerales como la lawsonita, el glaucofano-crossita, etc. (NAVARRO et al., 1982). Tal como lo expresara PIBURN (1968) las rocas de la Formación Volcánicas de Tiara presentan un ensamblaje típico de la facies de la prehnita-pumpellita, por lo que no cabe ninguna duda que el contacto con las rocas del Grupo Villa de Cura, debe ser tectónico.

2.2 Nomenclatura del Grupo Villa de Cura

La secuencia de rocas correspondientes al Grupo Villa de Cura en la zona de estudio, ha sido dividida en tres unidades litológicas de tipo informal, nombradas en base al tipo litológico más abundante en cada una de ellas. De esta forma, la secuencia comienza con la Unidad de Granofels, caracterizada por el predominio de este tipo de litología. Esta unidad puede considerarse equivalente a la Formación Santa Isabel (SHAGAM, 1960). Suprayacendo la unidad anterior, se encuentra la Unidad de Metalavas la cual es equivalente a la Formación El Carmen (SHAGAM, 1960) y terminando la secuencia está la Unidad de Metatobas que equivale a las Formaciones El Chino y El Caño. Los nombres propuestos, fueron introducidos por LUGO (1982), MAGUREGUI (1982), CORREA (1982), SERRANO (1982) y NAVARRO et al. (1982), para designar las distintas unidades del grupo, en un intento por redefinir la estratigrafía del mismo.

2.3 Estratigrafía del Grupo Villa de Cura

De acuerdo a lo mencionado anteriormente, el Grupo Villa de Cura fue dividido para su estudio en tres unidades litológicas, caracterizadas cada una de ellas por el predominio de un tipo de roca particular.

Para establecer la edad relativa de cada una de las unidades previamente descritas, debemos tomar en cuenta tres aspectos importantes:

a) En la mayoría de las localidades donde afloran esquistos azules, se observa claramente una disminución de edad deposicional y metamórfica en el sentido en el que disminuye el grado metamórfico de las rocas, lo que ocurre también al alejarse de la zona mayor de sutura (ERNST, 1975).

b) El contacto entre las rocas del Grupo Villa de Cura y la Formación Volcánicas de Tiara y entre el mismo grupo y la secuencia de rocas no metamorizadas (Formaciones Garrapata, Escorzonera y Guárico), corresponde sin dudas a una importante discontinuidad tectónica, la cual puede representar la sutura entre placas litosféricas convergentes.

c) El buzamiento de los planos axiales de pliegues (foliación) es consecuentemente hacia el sur, lo que parece indicar que esta fue la dirección del transporte tectónico.

Por lo antes expuesto se puede decir que tanto la dirección de transporte tectónico, como la intensidad de metamorfismo son compatibles con un movimiento de subducción hacia el sur, de una placa oceánica, ocurrido posiblemente al final del Mesozoico o comienzos del Terciario. Todo esto concuerda también con una progresión de la edad de las unidades litológicas hacia el sur. En este sentido se puede establecer que la secuencia estratigráfica del Grupo Villa de Cura, comienza con la Unidad de Granofels (Formación Santa Isabel) la cual infrayace a la Unidad de Metalavas (Formación El Carmen) y esta a su vez a la Unidad de Metatobas (Formaciones El Chino y El Caño) (ver Figura 2).

En la mayoría de localidades donde afloran esquistos azules, estos están limitados, o al menos están estrechamente asociados a fallas transcurrentes post-metamórficas en las que el movimiento ha sido considerable (ERNST, 1975). Fallas como la de Agua Fria y de la Puerta, las cuales limitan al Grupo Villa de Cura en la zona de estudio, por el norte y el sur respectivamente, pueden considerarse como fallas del tipo mencionado.

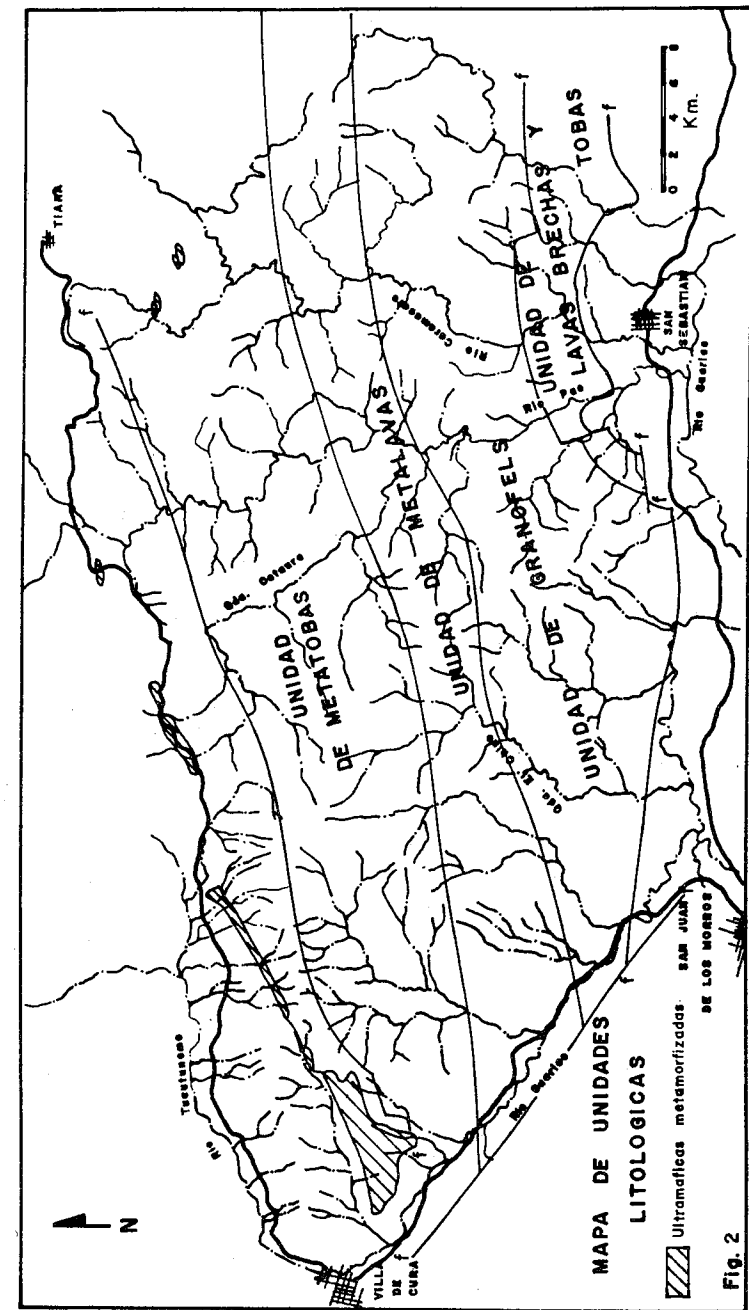


Fig. 2

2.4 Descripción de Unidades Litológicas

2.4.1 Unidad de Granofels

Como ya se ha dicho, esta unidad está constituida por las rocas más antiguas del Grupo Villa de Cura, en contraposición a lo establecido por SHAGAM (1960) quien considera a la Formación Santa Isabel (equivalente a esta unidad) como la más joven del grupo.

La litología característica, incluye como tipo de roca predominante a los granofels cuarzo-feldespático-epidóticos, en ocasiones con estilpnomelana, clorita, clinzoisita, anfíbol azul (glaucofano-crosita) y anfíbol azul verde (barrosita), que constituyen una secuencia monótona con intercalaciones de esquistos cloríticos, esquistos feldespático-epidóticos, delgados intervalos de metaftanita e intercalaciones de metalava piroxénica, especialmente abundantes hacia el tope de la unidad. SHAGAM (1960) usó el término "granulitas cuarzo-albíticas" para referirse a los granofels, considerándolos como rocas metasedimentarias. PIBURN (1968) corrobora este criterio al indicar que la conclusión más razonable sobre el origen de estas rocas es que se trata de rocas sedimentarias recristalizadas, tales como lutitas montmorrilloníicas silíceas, sin embargo, SEIDERS (1965) opina que los grandes cristales de albita presentes en esas rocas se interpretarían mejor como fenocristales reliquia que como porfido-lastos. Sin excluir la posibilidad de que algunas de las rocas esquistosas presentes en esta unidad, e incluso alguno de los granofels, puedan provenir de un predecesor de origen sedimentario, la presencia de grandes cristales (fenocristales) de plagioclasa, cuyo maclado sugiere en la mayoría de los casos un origen ígneo, en una matriz posiblemente de vidrio recristalizado, mineralógicamente constituida por pequeños cristales de cuarzo y albita, hace suponer que tales rocas provienen de un predecesor ígneo (ver Figura 3). Adicionalmente en algunos granofels y esquistos de esta unidad encontramos cristales reliquia de clinopiroxeno, lo que muy po-

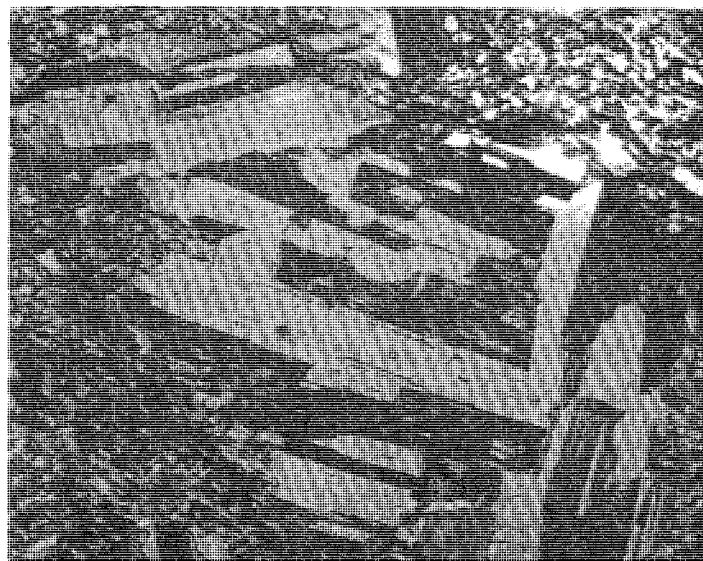


Fig. 3 Fotomicrografía de un granofels (muestra 370-B) donde puede apreciarse un "fenocrystal" de plagioclasa que muestra un maclado muy conspicuo. Nícoles cruzados. El campo de la foto es 0,82 X 0,52 mm.



Fig. 4 Fotomicrografía de una metalava piroxénica (muestra 344-C) donde pueden apreciarse los fenocristales de clinopiroxeno, mostrando una zonación magnética muy evidente. Nícoles cruzados. El campo de la foto es de 4,60 X 3,30 mm.

siblemente, excluye el que se hallan originado a partir de un predecesor sedimentario. Un aspecto similar es mencionado por SEIDERS (1965) quien interpreta las rocas de cuarzo-albita del área estudiada por el, como "tobas de queratofiro de cuarzo".

A continuación se detallan los tipos litológicos más abundantes en la unidad y se indican los ensamblajes mineralógicos típicos de cada uno de ellos:

Granofels

- a) Cuarzo-plagioclasa-epidota(clinozoisita)-sericita
- b) Cuarzo-plagioclasa-clorita-estilpnomelana-glaucofano(croisita)
- c) Cuarzo-plagioclasa-epidota(clinozoisita)-glaucofano-clorita-estilpnomelana-actinolita-sericita.
- d) Cuarzo-plagioclasa-epidota-actinolita-sericita-clorita-estilpnomelana
- e) Cuarzo-plagioclasa-epidota-clorita-sericita-estilpnomelana-clinopiroxeno.

Esquistos

- a) Cuarzo-plagioclasa-clorita-barrosita-actinolita-mica blanca-epidota
- b) Cuarzo-plagioclasa-glaucofano-clorita-epidota(clinozoisita)-mica blanca
- c) Cuarzo-plagioclasa-epidota-estilpnomelana-glaucofano-clorita-mica blanca-actinolita
- d) Cuarzo-plagioclasa-estilpnomelana-epidota-mica blanca-clorita
- e) Cuarzo-plagioclasa-epidota-actinolita-mica blanca-clorita
- f) Cuarzo-plagioclasa-clorita-lawsonita-sericita

Metalavas

- a) Plagioclasa-clorita-anfibol azul verde-actinolita-clinopiroxeno

Metatobas

- a) Plagioclasa-clinopiroxeno-clorita-actinolita
- b) Actinolita-clorita-plagioclasa
- c) Cuarzo-plagioclasa-epidota(clinozoisita)-clorita-actinolita-clinopiroxeno.

Para una descripción petrográfica más detallada de las rocas de esta unidad, el lector es referido a CORREA (1982), LUGO (1982), MAGUREGUI (1982) y SERRANO (1982). En las rocas esquistosas de esta unidad se han reportado fragmentos y bloques de tamaño variable de granofels, metalava, metadiabasa e incluso caliza (SERRANO, 1982; LUGO, 1982). Esta mezcla de bloques "exóticos" de diferente litología, puede corresponder a lo que HSU (1968) definió como una "melange" cuyo origen es básicamente tectónico y está relacionado con el proceso de subducción (complejo de subducción). Sin embargo WANG (1981) duda de la eficiencia del proceso de mezcla tectónica y concuerda con lo establecido por COWAN (1974, 1978) quien considera que el proceso más efectivo para producir la heterogeneidad litológica presente en muchos complejos de subducción ("melange"), es el sedimentario. En el caso específico de la "melange" franciscana WANG (1981) considera que la fuente más directa de los bloques exóticos está ubicada en el corrimiento de la cordillera costera ("Coastal Range Thrust") y que la mencionada "melange" es el olistostroma precursor antes de la subducción.

La situación descrita en los esquistos de la unidad puede considerarse análoga en el sentido de que se trata de una mezcla heterogénea de litologías y en alguna forma, la fuente de los bloques puede tener relación con algún tipo de corrimiento cuya expresión actual corresponde a la falla de La Puerta. Debido a que es posible que los bloques exóticos pro

vengan de rocas que constituyen parte de la unidad, esta última puede eventualmente haber sido "canibalizada" localmente por la "melange" del complejo de subducción, situación esta también planteada por WANG (1981) para el caso del Franciscano de California.

2.4.2 Unidad de Metalavas

Hacia la parte superior de la unidad precedente, comienzan a aparecer horizontes de lava piroxénica que definen el inicio de un evento volcánico, con predominio de rocas de composición fundamentalmente basáltica y que constituyen la Unidad de Metalavas, la cual es equivalente a la Formación El Carmen (SHAGAM, 1960).

Las metalavas piroxénicas, que abundan especialmente en la porción inferior de la unidad, se caracterizan por la presencia de fenocristales de piroxeno (augita diopsídica) de tamaño variable (hasta 1 cm de diámetro) en una matriz constituida principalmente por microlitos de plagioclasa o en su defecto por productos de la transformación metamórfica de este último mineral (lawsonita, pumpellita, epidota, etc.). Dicha matriz presenta en muchos casos, típica textura de flujo (traquítica) y en otros, textura afieltrada. Los fenocristales de clinopiroxeno, especialmente los de gran tamaño, presentan una zonación muy conspicua, posiblemente de origen magmático (ver Figuras 4 y 5).

Una característica muy importante de las metalavas de esta unidad es la presencia de almohadillas lo que sugiere que fueron originadas por actividad volcánica submarina.

Las metalavas se intercalan con metatobas, granofels, metaftanitas y filitas grafitosas. Las metatobas afloran predominantemente en la sección superior de la unidad, donde el contenido de metalavas es menor. En la mayoría de los casos se clasifican como metatobas de ceniza (masivas o laminadas) aunque localmente pueden presentar fragmentos líticos (principalmente fragmentos de lava) cuya proporción alcanza a ve

ces el 50% del total de la roca.

Debido a la recristalización metamórfica, a veces se hace difícil establecer, si estas son realmente volcanoclásticas producto de la sedimentación en medio sub-acuático de fragmentos piroclásticos, o se trata de rocas epiclásticas originadas por meteorización y erosión de rocas volcánicas más antiguas. Probablemente se trate de una combinación de ambos casos.

Los granofels cuarzo-feldespáticos son similares a los descritos en la unidad subyacente. Las metaftanitas y filitas grafitosas que se encuentran generalmente asociadas, representan posiblemente sedimentos pelágicos típicos, habiéndose formado a partir de radiolaritas y sedimentos finos ricos en materia orgánica.

Los ensamblajes mineralógicos típicos de las rocas de esta unidad, son los siguientes:

Metalavas

- a) Clinopiroxeno-actinolita-cuarzo-epidota-plagioclasa-clorita
- b) Clinopiroxeno-glaucofano-actinolita-epidota-cuarzo-clorita
- c) Glaucofano-cuarzo-sericita-calcita-plagioclasa-clinopiroxeno
- d) Clinopiroxeno-pumpellita-plagioclasa-cuarzo-clorita

Metatobas

- a) Actinolita-cuarzo-plagioclasa-epidota
- b) Epidota-cuarzo-glaucofano
- c) Plagioclasa-sericita-lawsonita-cuarzo-clorita
- d) Plagioclasa-clorita-pumpellita-glaucofano-epidota

Granofels

- a) Cuarzo-epidota-plagioclasa-sericita-clorita
- b) Cuarzo-epidota-glaucofano-plagioclasa-clorita
- c) Cuarzo-epidota-plagioclasa-lawsonita-clorita

Esquistos

- a) Sericita-plagioclasa-cuarzo-lawsonita-clorita-estilpnomelana-actinolita.

Una descripción en detalle de las rocas de esta unidad está dada por CORREA (1982), MAGUREGUI (1982), LUGO (1982) y SERRANO (1982).

2.4.3 Unidad de Metatobas

La Unidad de Metatobas aflora en una franja ancha, ubicada al norte de la zona de afloramientos de la Unidad de Metatobas, sobre la cual suprayace. Es equivalente a las Formaciones El Chino y El Caño (SHAGAM, 1960). Esta unidad se caracteriza por la abundancia de rocas tobáceas metamorfozadas, que se intercalan además con metalavas piroxénicas, granofels y esquistos cuarzo feldespáticos, metadiabasas, filitas grafitosas y metaftanitas.

De acuerdo al tamaño de los clastos, estas metatobas han sido clasificadas como metatobas de ceniza (masivas, bandeadas o laminadas) y metatobas de lapilli. En ocasiones el tamaño de los fragmentos hace que deban clasificarse como conglomerados volcánicos.

Al igual que en el caso de rocas similares en otras unidades del Grupo Villa de Cura, debido a la recristalización metamórfica resulta difícil determinar si estas rocas son realmente piroclásticas o se trata de rocas epiclásticas resultantes de la acción de procesos exógenos sobre rocas volcánicas pre-existentes (ver Figura 6). En base al tamaño de grano y a la naturaleza de los fragmentos podría inferirse que aquellas metatobas clasificadas como de ceniza, pueden asociarse a actividad volcánica en algún arco, mientras que

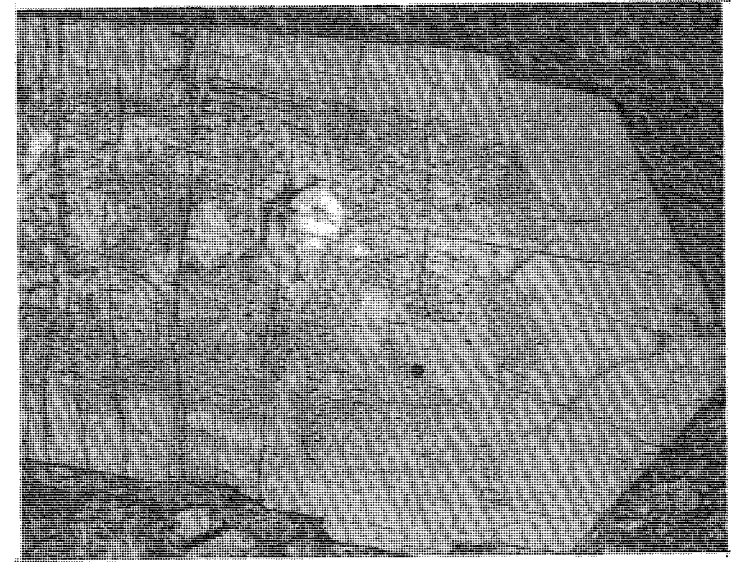


Fig. 5 Fotomicrografía de una metalava piroxénica (muestra 344-C) donde se destaca un gran fenocristal de clinopiroxeno, que muestra una evidente zonación de origen magmático. Luz natural. El campo de la foto es de 4,60 X 3,30 mm.



Fig. 6 Fotomicrografía de una metatoba litica (muestra 297), donde pueden apreciarse los fragmentos de distintos tipos de roca, especialmente lava, y de cristales. Luz natural. El campo de la foto es de 4,60 X 3,30 mm.

aquellas clasificadas como de lapilli o las que hemos catalogado como aglomerados volcánicos, pueden corresponder realmente a conglomerados o brechas sedimentarias, ya que los fragmentos observados son similares mineralógicamente y textualmente, a lavas asociadas a estas metatobas y aglomerados.

Los ensamblajes mineralógicos que presentan los distintos tipos litológicos de esta unidad, son los siguientes:

Metatobas

- a) Cuarzo-plagioclasa-clinopiroxeno-clorita-pumpellita-sericita
- b) Actinolita-plagioclasa-cuarzo-clorita-sericita-estilpnomelana
- c) Cuarzo-plagioclasa-clorita-actinolita-lawsonita
- d) Cuarzo-plagioclasa-clorita-pumpellita
- e) Pumpellita-clorita-cuarzo-plagioclasa-actinolita
- f) Cuarzo-plagioclasa-pumpellita-epidota-clinopiroxeno
- g) Clinozoisita-actinolita-cuarzo-clinopiroxeno-clorita-plagioclasa

Granofels

- a) Clorita-plagioclasa-clinopiroxeno-epidota-lawsonita-cuarzo
- b) Clorita-plagioclasa-cuarzo-lawsonita-glaucofano
- c) Cuarzo-sericita-clorita-plagioclasa-lawsonita-epidota.

Esquistos

- a) Cuarzo-sericita-lawsonita-glaucofano-clorita-plagioclasa-estilpnomelana
- b) Sericita-cuarzo-lawsonita-epidota-clorita-plagioclasa.

Metalavas

- a) Clinopiroxeno-plagioclasa-clorita-sericita-glaucofano
- b) Clinopiroxeno-glaucofano-clorita-epidota
- c) Clinopiroxeno-glaucofano-clorita-sericita-actinolita
- d) Clinopiroxeno-plagioclasa-clorita-sericita-actinolita-lawsonita.

En la mayoría de los ensamblajes de esta unidad aparece esfe na como mineral accesorio.

En CORREA (1982), MAGUREGUI (1982), LUGO (1982) y SERRA NO (1982) se da una descripción más detallada sobre los distintos tipos de roca pertenecientes a esta unidad.

2.4.4 Unidad de Lavas, Brechas y Tobas.

Cerca de la población de San Sebastián, al sur de la zona de afloramientos del Grupo Villa de Cura y en contacto de falla con este último, aflora un conjunto de rocas volcánicas con metamorfismo de muy bajo grado, que se ha denominado Unidad de Lavas, Brechas y Tobas, equivalente a la Formación Volcánicas de Tiara (SHAGAM, 1960). Estas rocas, aunque no parecen relacionarse con el Grupo Villa de Cura, son descritas aquí por tratarse de un conjunto de rocas volcánicas y volcaniclásticas en cuyo origen pueden estar implicados ciertos procesos cuyo conocimiento, puede contribuir al desarrollo de un modelo coherente para explicar la evolución tectónica de toda la provincia.

Litológicamente la unidad se compone de una intercalación de tobas, lavas y aglomerados volcánicos (ver Figuras 7, 8 y 9). Las tobas, clasificadas como de ceniza o lapilli afloran en el sector meridional de la zona. Se caracterizan las primeras por su grano fino y su aspecto masivo, mientras que las segundas contienen fragmentos de distinta litología, fundamentalmente de tobas de ceniza, lava basáltica y lava andesítica amigdaloides.

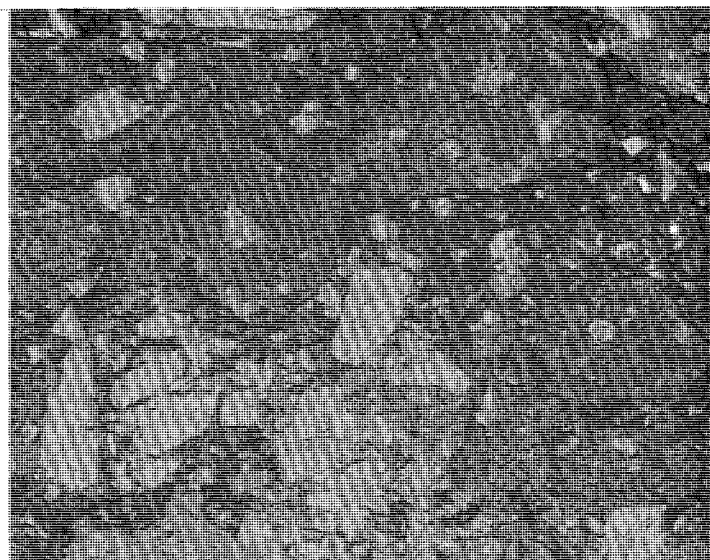


Fig. 7 Fotomicrografía de una metatoba (muestra 634) donde pueden apreciarse fragmentos de metalava piroxénica, lavas vesiculares y fragmentos de cristal, especialmente clinopiroxeno. Luz natural. El campo de la foto es de 4,60 X 3,30 mm.

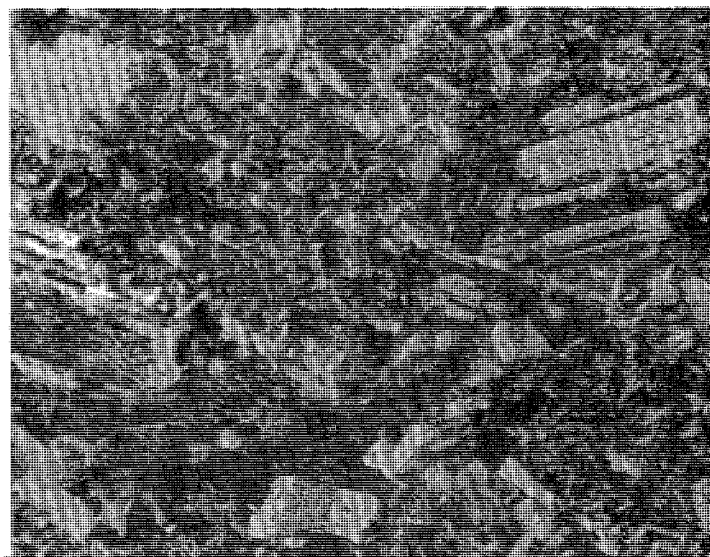


Fig. 8 Fotomicrografía de una lava andesítica (muestra 603-C) donde puede apreciarse el alto contenido de plagioclase y la textura típicamente afieltrada. Nícoles cruzados. El campo de la foto es de 4,60 X 3,30 mm.

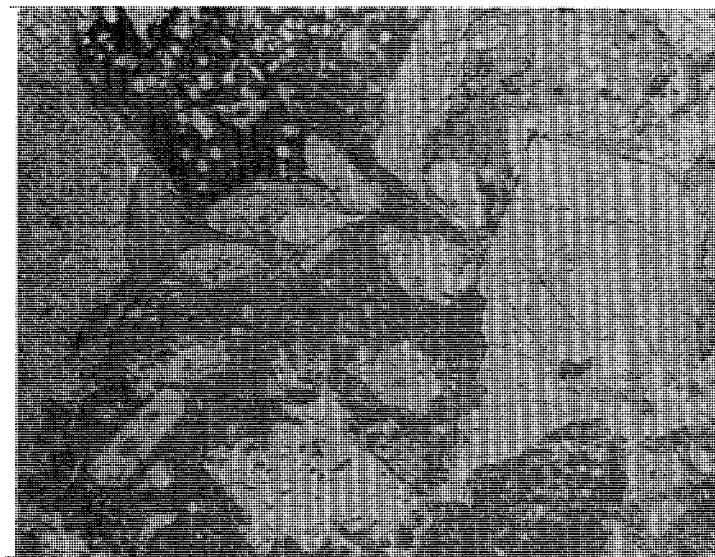


Fig. 9 Fotomicrografía de una brecha volcánica (muestra 633-E) donde pueden notarse los fragmentos de piroxeno, de lava piroxénica y de lava vesicular. Luz natural. El campo de la foto es de 4,60 X 3,30 mm.

Los aglomerados volcánicos están constituidos por fragmentos subangulares cuyo diámetro es superior a los 10 cm y son de composición variable (tobas, lavas, etc.), la matriz es frecuentemente de ceniza volcánica y en ocasiones hay abundancia de calcita.

Las metalavas en su mayoría presentan textura de almohadillado y los minerales esenciales constituyentes son plagioclasa y clinopiroxeno, abundan hacia la parte norte de la zona y se intercalan con las rocas tobáceas. Algunas lavas muestran un aspecto brechoide, donde los fragmentos angulares de roca tienen básicamente la misma composición que la matriz, por lo que han sido clasificadas como brechas de flujo.

Para una descripción más detallada de las rocas de esta unidad, el lector es referido a CORREA (1982) y LUGO (1982).

Los ensamblajes mineralógicos característicos son los siguientes:

Tobas

- a) Plagioclasa-clorita-epidota-pumpellita-prehnita.
- b) Plagioclasa-clorita-epidota-cuarzo-clinopiroxeno.

Lavas

- a) Plagioclasa-pumpellita-clorita-epidota-prehnita-cuarzo-clinopiroxeno.

Aglomerados volcánicos

- a) Plagioclasa-clorita-clinopiroxeno-pumpellita-epidota-prehnita-cuarzo

3. METAMORFISMO

3.1 Caracteres generales

La presencia de minerales tales como prehnita, pumpellita, lawsonita, glaucofano-crosita, barroisita, clinozoisita, clorita, estilpnomelana, etc en los ensamblajes mineralógicos de las rocas estudiadas, indica que estas han sufrido durante su historia tectónica, transformaciones metamórficas que de acuerdo a los minerales citados pueden catalogarse como de grado bajo a muy bajo. Los minerales antes mencionados presentes en forma aislada o combinados en ciertas rocas, son indicadores de que las condiciones metamórficas fueron de relación P/T alta a muy alta. En este sentido, pueden establecerse un grupo de reacciones clave que definen los límites superior e inferior del campo de estabilidad de cada mineral o grupo de minerales, en un diagrama de presión-temperatura. Según MARESCH (1977) por ejemplo, la presencia de glaucofano-crosita en una roca, requiere presiones de metamorfismo superiores a los 4 Kb. El anfíbol barroisítico, indica presiones mínimas del mismo orden, pero mayores temperaturas (ERNST, 1979). Lawsonita en presencia de cuarzo y de una fase fluida, es estable a presiones por encima de los 3 Kb y temperaturas inferiores a los 300 - 400°C (NEWTON y KENNEDY, 1963; NITSCH, 1968, 1972, 1974; THOMPSON, 1970; LIU, 1971). A presiones del orden de 10 Kb, prehnita es estable en presencia de clorita y una fase fluida, a temperaturas inferiores a 200°C. A temperaturas superiores, el ensamblaje estable es pumpellita-actinolita (HINRICHSEN y SCHURMANN, 1969), a presiones del orden de 3 Kb el par prehnita + clorita es estable hasta temperaturas cerca de los 400°C (NITSCH, 1971). A muy alta presión y baja temperatura, epidota (en presencia de cuarzo, albita y clorita) es reemplazada por lawsonita + glaucofano-crosita + paragonita. La lawsonita se restringe a rocas ricas en aluminio, en la región correspondiente a baja presión y alta temperatura dentro de la facies de los esquistos azules (BROWN, 1977).

Según lo que se ha mencionado previamente, los minerales enumerados corresponden a fases estables bajo condiciones de presión alta a muy alta y temperatura baja a intermedia. Sin embargo, la distribución de estas fases minerales entre las rocas estudiadas no es homogénea (esto quiere decir, que todas las fases mencionadas, no están presentes en todas las rocas) por lo que el estudio de esa distribución nos permitirá establecer las condiciones de metamorfismo que afectó a cada unidad o conjunto de unidades y establecer además el posible gradiente de presión y temperatura de metamorfismo a través de todo el Grupo Villa de Cura.

El estudio de las condiciones metamórficas que afectaron las rocas de la Unidad de Lavas, Brechas y Tobas (Formación Volcánicas de Tiara: SHAGAM, 1960), será incluido dentro de este capítulo, aunque dicha unidad no esté incluida dentro de la que forman el Grupo Villa de Cura, por considerar que dicho estudio puede contribuir a aclarar la problemática de la tectónica general del área.

3.2 Ensamblajes mineralógicos

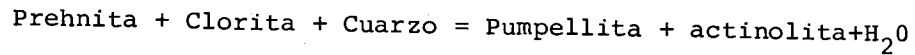
Las combinaciones de minerales índice de metamorfismo presentes en los ensamblajes mineralógicos de las rocas estudiadas, son los siguientes:

- | | |
|--|-------------------------------------|
| a) Prehnita-pumpellita-clorita | Unidad de Lavas, Brechas y Tobas |
| b) Glaucofano-clorita | |
| c) Glaucofano-clorita-epidota | Metalavas de la Unidad de Metatobas |
| d) Glaucofano-clorita-actinolita | |
| e) Glaucofano-clorita-actinolita-lawsonita | |
| f) Glaucofano-lawsonita-estilpnomelana | Esquistos de la Unidad de Metatobas |

- | | |
|--|-------------------------------------|
| g) Clorita-epidota-lawsonita | Granofels de la Unidad de Metatobas |
| h) Lawsonita-glaucofano | |
| i) Clorita-pumpellita | Metatobas de la Unidad de Metatobas |
| j) Clorita-actinolita-lawsonita | |
| k) Pumpellita-clorita-actinolita | |
| l) Pumpellita-epidota | |
| m) Lawsonita-epidota-clorita | Granofels de la Unidad de Metalavas |
| n) Epidota-clorita-glaucofano | |
| o) Lawsonita-clorita-actinolita-estilpnomelana | Esquistos de la Unidad de Metalavas |
| p) Actinolita-epidota | |
| q) Epidota-glaucofano | Metatobas de la Unidad de Metalavas |
| r) Lawsonita-clorita | |
| s) Clorita-pumpellita-glaucofano-epidota | |
| t) Glaucofano-actinolita-epidota-clorita | Metalavas de la Unidad de Metalavas |
| v) Glaucofano-calcita | |
| w) Clinozoisita-clorita-actinolita | Metatobas de la Unidad de Granofels |
| x) Actinolita-clorita | |
| y) Clorita-barroisita-actinolita | Metalavas de la Unidad de Granofels |

PERCHUK y ARANOVICH (1980) establecen una temperatura de 250°C y una presión de 2 Kb para equilibrio en el ensamblaje pumpellita-prehnita-calcita-epidota-clorita-cuarzo.

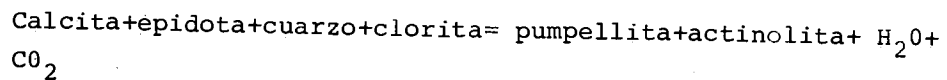
La desaparición de prehnita marca el inicio de la facies pumpellita-actinolita cuyo ensamblaje diagnóstico fue definido por HASHIMOTO (1966). Al igual que la facies anteriormente descrita, el glaucofano está ausente, pero a diferencia de aquella, esta facies es la primera que aparece en la serie de los esquistos azules (Series de alta P/T). De acuerdo con BISHOP (1972) la reacción mediante la cual desaparece la prehnita, generándose a su vez actinolita es:



Los ensamblajes pumpellita + actinolita + clorita + cuarzo y pumpellita + epidota + clorita + cuarzo, de acuerdo con WINKLER (1974) han sido observados frecuentemente en rocas de la facies de la pumpellita-actinolita. A menudo lawsonita puede encontrarse presente en esos ensamblajes.

La sustitución de actinolita por epidota depende fundamentalmente de la composición total de la roca estudiada. Los ensamblajes sin actinolita y con epidota pueden persistir a temperaturas más bajas y poseen un campo de estabilidad más amplio que aquellos con actinolita.

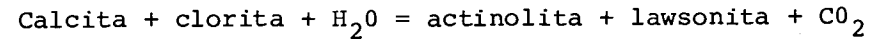
BROWN (1977) señala que otra reacción para explicar las relaciones de estabilidad de la pumpellita en la facies pumpellita-actinolita. Esta reacción es:



Como toda reacción metamórfica progresiva, esta última, al igual que la primera es una reacción de deshidratación por lo que el aumento de la presión parcial de agua puede impedir que la paragenesis pumpellita-actinolita, sea estable (a mayor $P_{\text{H}_2\text{O}}$ mayor P_s para que esa paragenesis sea estable).

Adicionalmente el equilibrio de esas fases, depende de la presión parcial de CO_2 de acuerdo a la segunda reacción, por lo que la $P_{\text{CO}_2}^f$ tendrá un efecto determinante en la estabilidad de la paragénesis considerada.

En algunas paragénesis, lawsonita sustituye a la pumpellita en su asociación con actinolita, la generación de lawsonita en este caso puede producirse de acuerdo a la reacción:



De acuerdo al trabajo de NITSCH (1972) la lawsonita es estable solo bajo aquellas condiciones en las que X_{CO_2} es menor de 0,02 a 0,03. para valores mayores de X_{CO_2} el campo composicional sobre el que calcita es estable, se incrementa a expensas de lawsonita o pumpellita.

De acuerdo con COOMBS et al. (1976) la reacción que marca el límite superior de estabilidad de la facies pumpellita-actinolita es: 15 pumpellita + 9 cuarzo + 4 CO_2 = 25 'epidota' + 3 actinolita + 4 calcita + 37 H_2O . Nos encontramos aquí nuevamente con que el efecto de P_{CO_2} es determinante para la estabilidad de pumpellita en presencia de cuarzo. Según GUITARD y SALIOT (1971), clorita es una fase adicional que puede generarse en la reacción antes mencionada. La reacción clave para la eventual destrucción de pumpellita y producción de actinolita + epidota, parece ser la propuesta por HASHIMOTO (1972):

$$41 \text{ pumpellita} + 2 \text{ clorita} + 7 \text{ cuarzo} = 71 \text{ 'epidota'} + 11 \text{ actinolita} + 109 \text{ H}_2\text{O}.$$

NITSCH (1971) reporta que, considerando fases de ocurrencia natural, la reacción arriba mencionada revierte a $P_{\text{H}_2\text{O}} = 7 \text{ kb}$ y $T = 370^\circ\text{C}$ y sugiere que los ensamblajes clorita-pumpellita-actinolita-cuarzo, están restringidos a una región fuertemente dependiente de la presión en el campo P-T, en un rango de temperatura entre 260°C y 370°C, dicha región desaparece a presiones inferiores a los 2,5 kb.

En las Figuras 10a y 10b se muestran dos diagramas ACF donde pueden observarse las fases minerales que pueden coexistir en equilibrio con pumpellita-actinolita. La línea punteada del diagrama 10b indica que pumpellita-lawsonita y actinolitas son estables en ausencia de epidota y anfíbol sódico. Así mismo pumpellita-lawsonita-epidota y epidota-lawsonita-actinolita.

En la zona de estudio las rocas pertenecientes a facies de la pumpellita-actinolita, están restringidas a la Unidad de metatobas especialmente a las rocas tobáceas de dicha unidad.

Otro grupo de rocas pertenecientes a esta misma unidad, en las que no está presente el glaucofano, son aquellas en las que la lawsonita sustituye a la pumpellita, definiendo una paragénesis que TURNER (1981) designó como facies de la lawsonita-albita-clorita, la cual fue adoptada por ese autor a raíz de lo expresado por COOMBS et al. (1976b). Antes de renunciar a su concepto de facies, WINKLER (1965) la había designado como facies de la lawsonita-albita. Esta es una paragénesis típicamente metasedimentaria, y de hecho solo aparece en la zona estudiada en aquellas rocas clasificadas como esquistos o granofels. En las rocas calcáreas, la pumpellita puede sustituir a la lawsonita en los ensamblajes típicos de esta facies de metamorfismo.

La ocurrencia de lawsonita está prácticamente confinada a rocas de la facies de los esquistos glaucofánicos, sin embargo este último mineral, no ocurre en rocas típicamente metapelíticas, razón por la cual puede ser que esté ausente en las rocas asignadas a la facies de la lawsonita-albita en la zona estudiada. La lawsonita por si sola es un mineral cálcico hidratado, por lo que su estabilidad está controlada fuertemente por P_{H_2O} y P_{CO_2} (MIYASHIRO, 1973) de tal forma no puede ser considerado como un buen indicador de la presión.

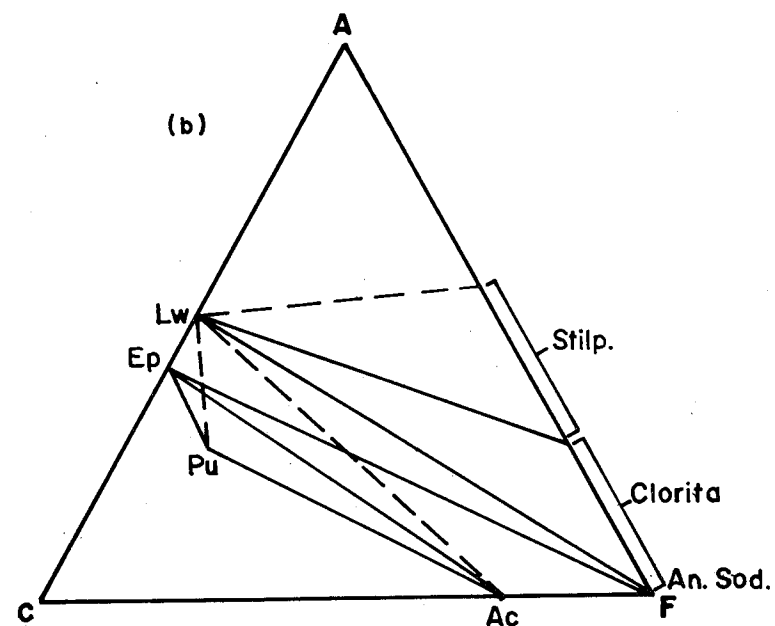
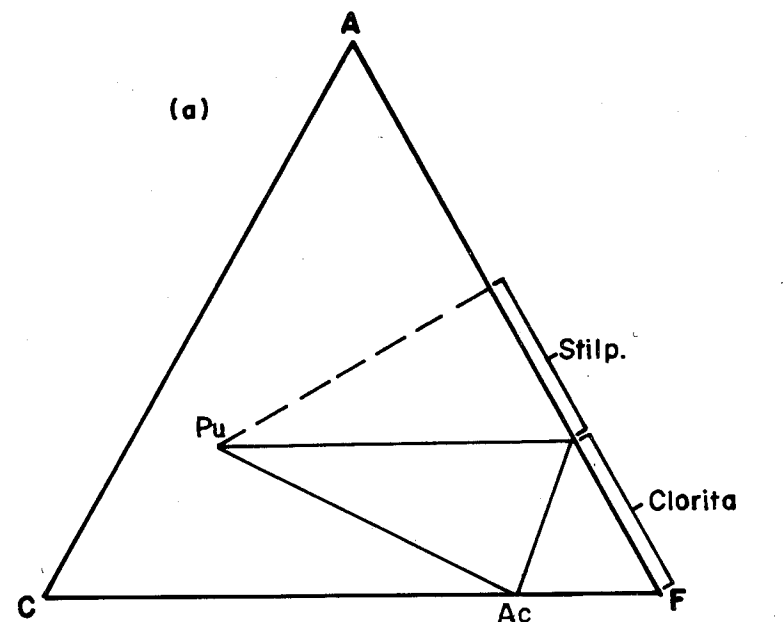


Fig. 10 Diagramas ACF correspondientes a la facies Pumpellita-Actinolita (a) y a la facies de los Esquistos Azules (b). Las líneas unen los minerales que pueden coexistir en equilibrio. (según SEKI, 1958).

Las condiciones de presión y temperatura típicas de las rocas pertenecientes a la facies de la lawsonita-albita-clorita, son intermedias entre las de la facies de la pumpellita-actinolita y la facies de la lawsonita-glaucofano, por lo que la ausencia de este último en las rocas que se describen, puede deberse a la composición total de las rocas y que realmente el ensamblaje lawsonita-albita-clorita, marca el inicio de la facies de los esquistos glaucofánicos en la zona estudiada. Un hecho importante que soporta esta última suposición es que los esquistos y granofels donde se observa el ensamblaje lawsonita-albita-clorita sin glaucofano, se intercalan con rocas máficas metamorfolizadas (metavas y metatobas) que muestran glaucofano como un componente mineralógico importante.

3.2.2 Ensamblajes con glaucofano

Como se dijo anteriormente, el glaucofano es el mineral metamórfico de más amplia distribución en las rocas del área y asociado a la lawsonita, define la facies de la lawsonita-glaucofano (facies de los esquistos azules). Paragénesis con lawsonita o glaucofano por separado, son consideradas como transicionales pero no se incluyen en la facies de los esquistos azules (TURNER, 1981).

Varias reacciones podrían mencionarse para explicar la formación de la paragénesis lawsonita-glaucofano, de ellas la primera que salta a la vista en nuestro caso es la propuesta por OKAY (1980).

Actinolita + clorita + albita = anfíbol sódico + lawsonita
Es importante señalar la ausencia en todas las rocas estudiadas, de clinopiroxeno sódico de origen metamórfico. Todo el piroxeno descrito en rocas del área es del tipo augita-diopsídica, de origen ígneo. OKAY (1980) indica que el piroxeno sódico, con composición equivalente a la de anfíbol sódico, no es estable con este último en presencia de cuarzo, lawsonita y clorita, bajo condiciones divariantes (T y P).

Resulta interesante señalar que el piroxeno sódico en rocas metamorfolizadas máficas, tanto en la zona de la lawsonita como de la lawsonita-glaucofano, se forma como pseudomorfo de augita, sin embargo como ya se ha dicho, el piroxeno sódico está ausente en las rocas estudiadas, pero si se ha observado anfíbol sódico formando aureolas de reacción alrededor de los piroxenos ígneos (reliquia) (ver Figura 11), por lo que podríamos emplear para explicar la generación de lawsonita y glaucofano, la reacción propuesta por OKAY (1980):

piroxeno sódico + clorita + cuarzo = lawsonita + glaucofano
donde la etapa previa de generación de piroxeno sódico a partir de augita no se produjo, ya que el piroxeno y anfíbol sódicos de composición equivalente no pueden coexistir. Es importante mencionar además, según lo expresado por OKAY (1980) que aquellas rocas que poseen anfíbol cálcico original (hornblenda) han desarrollado a partir de este último, glaucofano mostrando textura de reemplazo (ver Figura 12). En tales rocas el ensamblaje piroxeno sódico-clorita nunca se formó. Lo interesante de la reacción arriba señalada, es que el agua no interviene, por lo que el equilibrio en ella es independiente de la presión de fluidos. TURNER (1981) en su discusión sobre el cinturón de esquistos azules de Nueva Caledonia, establece tres zonas de acuerdo a los ensamblajes mineralógicos presentes: Zona de la lawsonita, zona de la epidota y zona de la hornblenda. Esta situación coincide con la observada en el área estudiada, donde se observa una zona donde coexisten lawsonita y glaucofano, pasando a otra donde el glaucofano se asocia con epidota en lugar de lawsonita y por último una tercera zona marcada por la aparición de un anfíbol cálcico (hornblenda barroisita azul-verde).

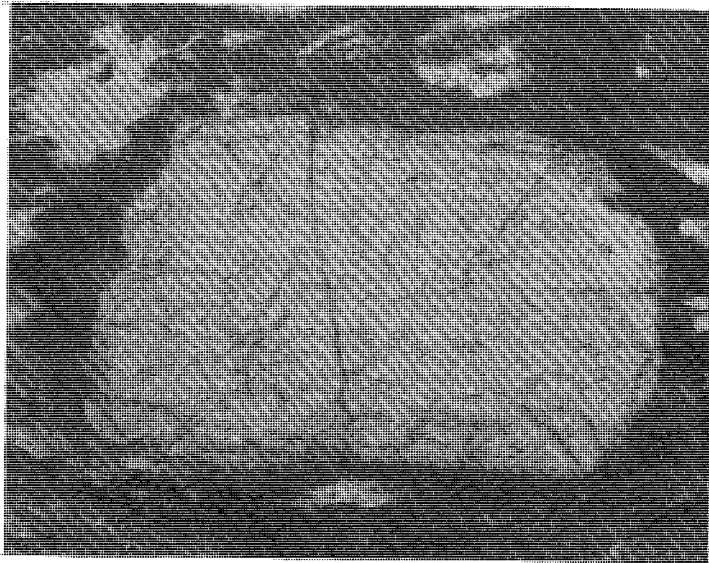


Fig. 11 Fotomicrografía de una metalava piroxénica (muestra 393) donde puede apreciarse un fenocristal de clinopiroxeno transformándose en sus bordes a anfibol azul (glaucofano). Luz natural. El campo de la foto es de 0,82 X 0,52 mm.

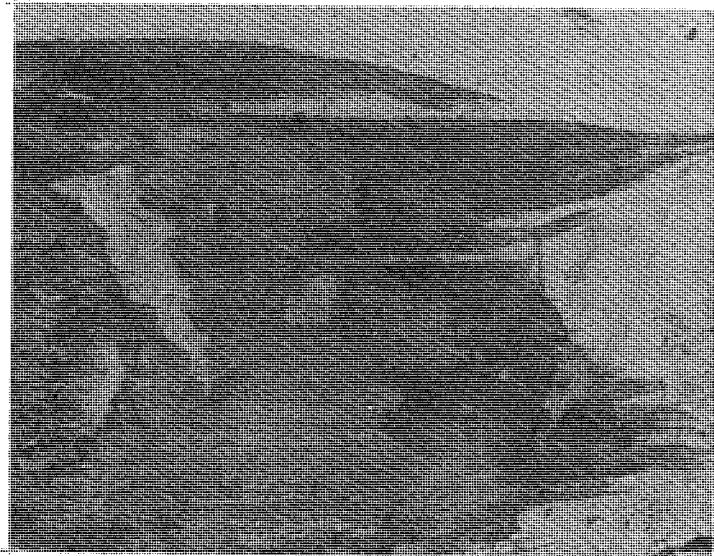


Fig. 12 Fotomicrografía de un granofels (muestra 545-A) donde muestra un cristal de hornblenda transformándose a anfibol azul (glaucofano), a lo largo de sus bordes. Luz natural. El campo de la foto es de 0,82 X 0,52 mm.

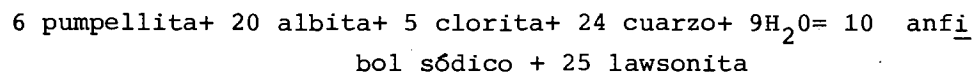
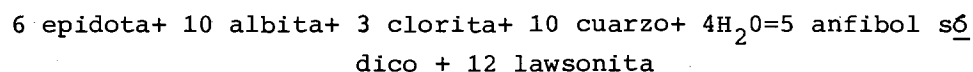
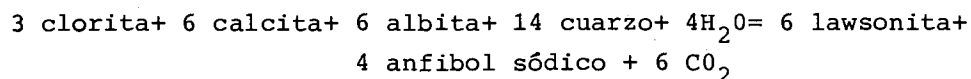
3.2.2.1 Zona de la lawsonita

En esta zona la lawsonita se encuentra ampliamente distribuida y coexiste con glaucofano-crossita. En el área de estudio este tipo de ensamblaje se encuentra presente en algunas rocas de la Unidad de Metatobas, especialmente en las metalavas, granofels y esquistos, estando ampliamente distribuido en la Unidad de Metalavas.

En algunos de los ensamblajes estudiados la pumpellita sustituye a la lawsonita en su asociación con glaucofano y adicionalmente, es muy común encontrar stilpnomelana formando parte de los citados ensamblajes. Este mineral es muy común en asociaciones mineralógicas de alta presión baja temperatura, su campo de estabilidad no es muy conocido y aparentemente varía de acuerdo a la composición química de la roca en la cual se encuentra (MIYASHIRO, 1973). Debido a que el tipo de stilpnomelana encontrada es el tipo férrico (de color marrón) se supone de acuerdo a lo establecido por LIOU et. al (1975) que su presencia indica una P_{O_2} elevada, lo cual parece tener influencia también el tipo de anfibol sódico presente. La crossita (el tipo de anfibol sódico aparentemente más común en las rocas del área) se forma bajo condiciones de P_{O_2} elevada a diferencia del ferroglaucofano que lo hace cuando P_{O_2} es baja (BLACK, 1977). En la Figura 10 (b) se muestra un diagrama ACF para los ensamblajes típicos de la zona de la lawsonita, allí puede elevarse que tanto pumpellita como actinolita pueden coexistir con anfibol sódico bajo esas condiciones.

La lawsonita es el mineral índice más valioso en rocas metamórficas de bajo grado. A temperaturas por encima de los 300 - 400°C el campo de estabilidad de la lawsonita termina contra el campo de otros silicatos de Ca y Al estables a mayor temperatura, los cuales son wairakita para presiones del orden de 1 Kb y zoisita-clinozoisita a mayores presiones (TURNER, 1981). Según SEKI (1958) otras reacciones que pueden explicar la paragénesis anfibol-sódico-lawsonita

nita son las siguientes:



En la Figura 13 se señala, de acuerdo a HOFFMANN y KELLER (1979) el campo de estabilidad de la lawsonita, el cual muestra un rango de temperatura entre 200 - 300°C y un límite inferior de presión del orden de 2,5 Kb. El límite superior de presión para los ensamblajes con lawsonita en las rocas estudiadas lo establece la reacción Jadeita + cuarzo = Albita. La ausencia de la paragénesis jadeita-cuarzo indica presiones inferiores a las correspondientes a esa reacción.

Adicionalmente la presencia de calcita en lugar del otro polimorfo de alta presión del CaCO₃ (aragonito) pone aún más restricciones al campo de P y T del metamorfismo que originó las asociaciones observadas en las rocas estudiadas. En la Figura 14 se muestra un gráfico propuesto por BROTHERS (1970) donde se señala el posible campo de estabilidad donde pueden ubicarse las rocas con lawsonita.

3.2.2.2 Zona de la epidota

Esta zona comienza a partir de la aparición de epidota en las rocas, a expensas de lawsonita. Usualmente existe una zona de transición donde ambos minerales coexisten. En las rocas donde además de lawsonita hay pumpellita, esta desaparece por completo al comenzar a aparecer epidota (Zoisita-clinozoisita).

Es de hacer notar que aunque TURNER (1981) nombra esta zona como de la epidota, realmente el mineral que se forma a partir de lawsonita es clinozoisita/zoisita. La epidota propiamente dicha puede incluso aparecer en rocas de grado meta

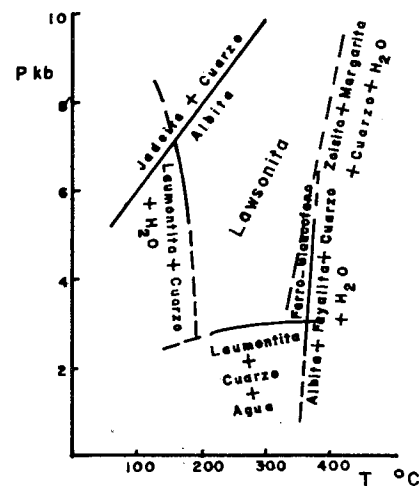


Fig. 13 Gráfico P-T donde se señala el campo de estabilidad de lawsonita y las condiciones en las que puede coexistir con glaucofano. (Según HOFFMAN y KELLER, 1979).

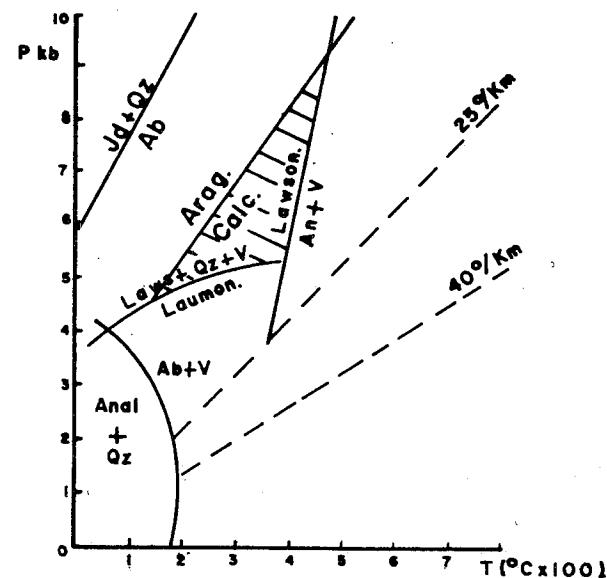
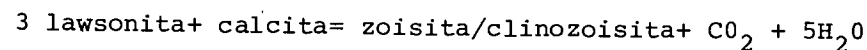
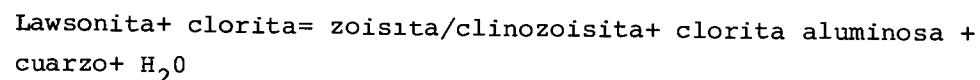
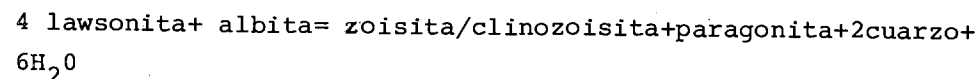


Fig. 14 Gráfico P-T donde se muestra el campo de estabilidad de lawsonita, según BROTHERS (1970). Dentro del area marcada pueden ubicarse las condiciones del metamorfismo de Villa de Cura.

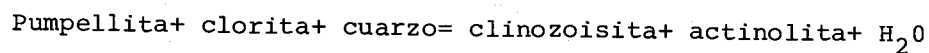
mórfico mucho más bajo, pero esta es invariablemente, epidota rica en hierro (Fe^{3+}) (MIYASHIRO, 1974).

La desaparición de lawsonita, puede producirse a través de varias reacciones:



Esta última reacción como puede observarse, es sensible a la composición de la fase fluida y solo se produce cuando esa fase es muy rica en H_2O y en consecuencia pobre en CO_2 . (MIYASHIRO, 1974).

Adicionalmente, y considerando que pumpellita está presente en algunos ensamblajes junto con lawsonita y anfíbol azul, es conveniente también analizar las reacciones que producen su desaparición con la consecuente aparición de zoisita/clinozoisita.



Las condiciones de equilibrio en esta reacción fueron evaluadas por NITSCH (1971) obteniéndose los siguientes datos:

| | | | |
|-------|-------|-----|----|
| 345°C | ----- | 2,5 | Kb |
| 350°C | ----- | 4 | Kb |
| 370°C | ----- | 7 | Kb |

Esta información aunada a la presentada por TURNER (1981) nos indica que posiblemente el extremo superior del campo de estabilidad de los ensamblajes con lawsonita está en el orden de 350°C y 4 Kb.

Una vez formada, la zoisita/clinozoisita, posee un campo de estabilidad muy amplio, estando presente en rocas de mayor grado que las mencionadas previamente (facies de los esquistos verdes, facies de la anfíbolita, facies de la eclogita), por lo que es su asociación con glaucofano-crossita, lo

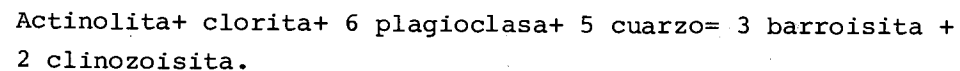
que restringe la estabilidad del ensamblaje a las condiciones de la facies de los esquistos azules. El límite superior de la zona de la epidota, está definido por la aparición de anfíbol azul-verde a expensas de actinolita, ya que los campos de estabilidad tanto del glaucofano, como de la zoisita/clinozoisita, son mucho más amplios que el correspondiente a esta zona.

3.2.2.3 Zona de la hornblenda

La aparición de anfíbol cálcico azul-verde (hornblenda barroisítica) el cual coexiste con glaucofano, indica el máximo grado que es posible alcanzar dentro de la facies de los esquistos azules.

Barroisita puede formarse a partir de actinolita, al aumentar el contenido de aluminio de esta última, pero mientras barroisita y glaucofano pueden coexistir en equilibrio en una misma roca, no es así para actinolita y barroisita ya que ambas pertenecen a una misma serie continua de reacción (MIYASHIRO, 1974). En la mayoría de las rocas en las que actinolita y barroisita coexisten, la segunda se presenta como borde de reacción en cristales de la primera, por lo que se considera que su coexistencia es sin equilibrio e indica claramente que la actinolita interviene en una reacción programada para originar barroisita.

La formación de barroisita a partir de actinolita puede producirse a través de la reacción:



Tal como puede observarse, esta reacción es independiente de la presión de fluidos por lo que la generación de barroisita a partir de actinolita depende únicamente de la temperatura y presión total. Para evaluar las condiciones de equilibrio en esa reacción, debemos partir de la expresión:

$$\Delta G_T^P = \Delta G_{298}^\circ - (T-298) \Delta S_{298}^\circ + P \Delta V_{298}^\circ$$

Considerando que $\Delta G = 0$ para equilibrio, podemos encontrar una expresión que nos relaciona la T y P de equilibrio:

$$P = \frac{\Delta S_{298}^{\circ} (T-298) - \Delta G_{298}^{\circ}}{\Delta V_{298}^{\circ}}$$

El problema radica en la determinación de los valores de ΔG , ΔS y ΔV ya que la mayoría de las especies involucradas en la reacción, constituyen soluciones sólidas y se desconoce la proporción en cada una de ellas de los componentes puros. Adicionalmente, para establecer la posición de la curva de equilibrio, es de vital importancia el conocer los parámetros de T y P de por lo menos un punto de ella. Esto podría hacerse usando termómetros o barómetros mineralógicos, los que en este caso no poseemos. De acuerdo con DOBRETSOV et al. (1974), pares anfíbol azul-verde anfíbol azul, parecen cristalizar en el límite entre la facies de los esquistos verdes y esquistos azules. Según TRIBOULET (1978) el rango de P-T en el cual anfíbol azul y anfíbol azul-verde pueden coexistir es de T= 430 - 530°C y P= 7,5 - 8,5 Kb.

Los ensamblajes típicos de la zona de la hornblenda aparecen en el área de estudio en rocas pertenecientes a la Unidad de Granofels, la cual es considerada la más antigua del Grupo Villa de Cura.

Algunas rocas de esa unidad muestran asociaciones mineralógicas como las descritas previamente pero sin glaucofano, lo que parece indicar condiciones de metamorfismo dentro de la facies de los esquistos verdes de alta presión, por la presencia de anfíbol azul-verde (barroisita). Esto ocurre en algunos especímenes recogidos en el extremo sur-oriental del área de estudio, cerca del contacto (de falla) con la Unidad de Lavas, Brechas y Tobas (CORREA, 1982).

3.3 Discusión general

Tal como se presentó en la sección previa, en la zona de estudio se observa una clara gradación metamórfica evidenciada por los ensamblajes mineralógicos presentes en las rocas de las distintas unidades, en las que aparecen uno o más minerales índice que definen diferentes zonas metamórficas cuyos límites están definidos por isógradas que marcan la aparición o desaparición de ciertos minerales. Esas isógradas se extienden de este a oeste a través de toda la zona, con un rumbo sensiblemente paralelo al de la foliación. Ver Figura 15.

Las zonas metamórficas que pueden establecerse de acuerdo a la mineralogía de las rocas aflorantes son las siguientes:

1) Zona de prehnita-pumpellita

Restringida a la Unidad de Lavas, Brechas y Tobas y caracterizada por la paragénesis prehnita-pumpellita.

2) Zona de la pumpellita-actinolita

Caracterizada por la paragénesis pumpellita-actinolita o pumpellita-epidota (rica en Fe^{3+}). Se asignan a ella las rocas de la sección superior de la Unidad de Metatobas desde la falla de Santa Rosa al norte, hasta la primera aparición de lawsonita al sur (isógrada de la lawsonita).

3) Zona de la lawsonita-albita

Corresponden a esta zona todos aquellos ensamblajes con lawsonita, pero sin glaucofano, comprende rocas de la Unidad de Metatobas. Se extiende de norte a sur, desde la isógrada de la lawsonita hasta la isógrada del glaucofano.

4) Zona de la lawsonita-glaucofano

Todas aquellas rocas en las que lawsonita coexiste con glaucofano, se encuentran ubicadas en esta zona. Son asignadas a ella, rocas de la Unidad de Metatobas y de la Uni

dad de Metalavas. Se extiende hacia el sur, hasta la isógrada de la epidota (zoisita/clinozoisita) la cual se forma a expensas de lawsonita.

5) Zona de la epidota (zoisita/clinozoisita)-glaucofano

La lawsonita se presenta en forma metastable en algunas rocas de esta zona, coexistiendo con epidota (zoisita/clinozoisita) en la cual se transforma. Comprende el resto de la Unidad de Metalavas y la porción superior de la Unidad de Granofels.

6) Zona del glaucofano-hornblenda barroisítica

La isógrada de la barroisita marca el inicio de esta zona, la Unidad de Granofels, pertenece a ella casi en su totalidad, excepto una porción en la parte superior y otra en la inferior. La barroisita se forma a expensas de actinolita y coexiste con glaucofano y con epidota (clinozoisita-zoisita).

7) Zona de la barroisita-(zoisita/clinozoisita)-albita

La porción inferior de la Unidad de Granofels, se caracteriza por la ausencia de glaucofano el cual resulta instable bajo las condiciones de P y T a las que estas rocas fueron metamorfizadas, transformándose en hornblenda actinolítica + albita.

Las zonas metamórficas previamente descritas pueden ser agrupadas en diferentes facies metamórficas, de acuerdo a los minerales índice reportados. De esta forma la correspondencia entre las zonas mencionadas y las facies descritas en la literatura es como sigue:

- | | |
|---------------------------------------|---------------------------------------|
| Zona de la prehnita-pumpellita ----- | Facies de la prehnita pumpellita |
| Zona de la pumpellita-actinolita----- | Facies de la pumpellita-actinolita |
| Zona de la lawsonita-albita ----- | Facies de la lawsonita-albita-clorita |

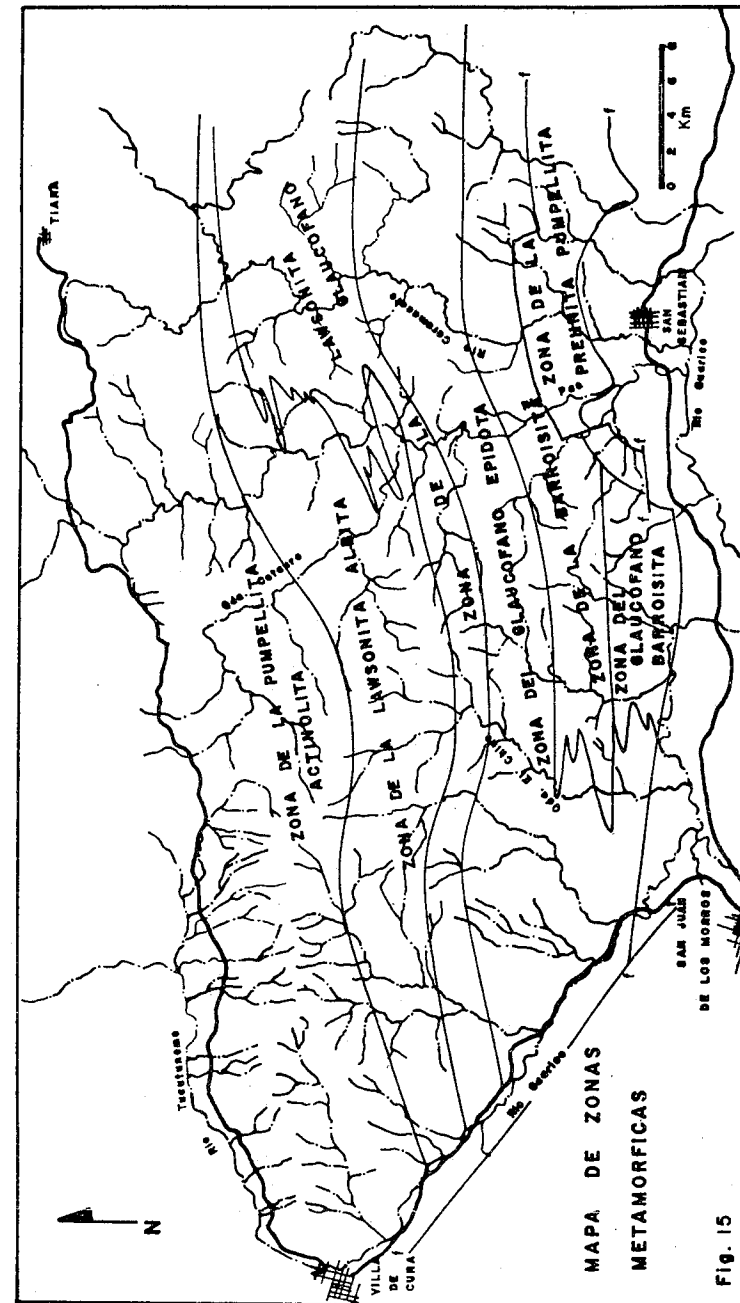


Fig. 15

Zona de la epidota-glaucofano ----- Facies de los esquistos azules

Zona de la hornblenda barroisítica-glaucofano

Zona de la barroisita-epidota-albita Facies de los esquistos verdes (alta presión)

La secuencia de facies metamórficas establecida en el presente trabajo, corresponde dentro de la definición de "series de facies" de MIYASHIRO (1973) a las series de alta presión, o alta P/T (MIYASHIRO, 1967). En la Figura 16 observamos un diagrama P-T donde se señalan los campos correspondientes a las distintas facies metamórficas. La línea gruesa indica aproximadamente el gradiente P/T correspondiente a la zona de estudio. Este tipo de metamorfismo se produce en zonas de convergencia de placas litosféricas, donde una de las placas subduce por debajo de la otra deprimiendo las isotermas de tal manera que el gradiente geotérmico disminuye notablemente, siendo del orden de 10°C/Km o menos (MIYASHIRO, 1973). Bajo estas condiciones, el aumento de presión de metamorfismo con la profundidad, es mucho mayor que el aumento de temperatura, generándose un tipo de metamorfismo para el que las condiciones son de elevada P/T.

Si observamos el gráfico de la Figura 17 la línea punteada nos indica aproximadamente la región dentro del campo P/T donde puede ubicarse la línea que indica los cambios de presión y temperatura dentro del proceso metamórfico que afectó las rocas del Grupo Villa de Cura y la Formación Volcánicas de Tiara. Las líneas designadas con los números 3 y 4 son las que introducen las limitaciones más importantes en cuanto a la presión de metamorfismo. La ausencia de aragonita en las rocas, nos coloca en el campo de baja presión de la curva 3 y en la misma forma, la ausencia de ensamblajes con granate y clinopiroxeno (omfacita) nos coloca en el mismo campo respecto a la línea 4. En cuanto a la temperatura se refiere las líneas 1 y 2 corresponden a la estabilidad de pumpellita y lawsonita y nos dan una indicación del posible rango de temperatura del metamorfismo.

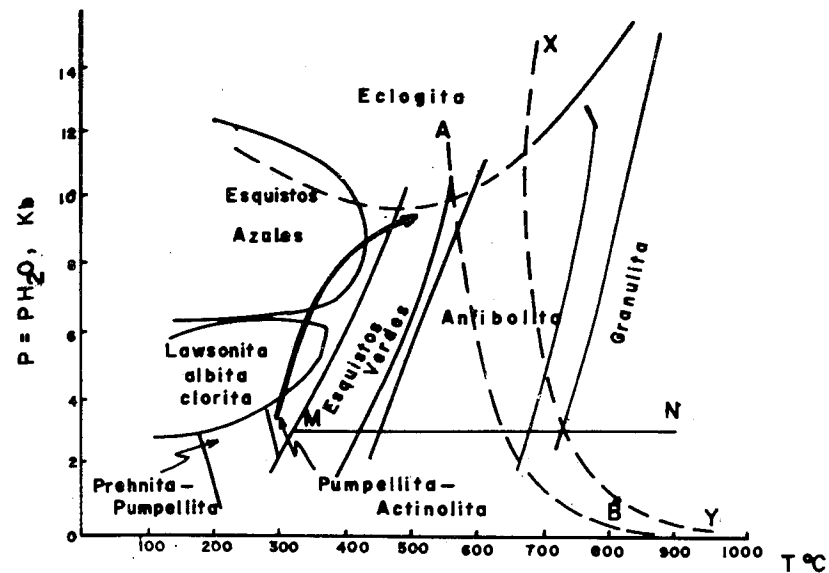


Fig. 16 Gráfico P-T donde se muestran los campos correspondientes a las diferentes facies metamórficas (TURNER, 1981). La línea AB marca el inicio de la fusión del granito y la línea XY la del basalto, ambas con exceso de agua. La línea MN señala el límite superior del metamorfismo de contacto. La línea gruesa indica el gradiente del metamorfismo de Villa de Cura.

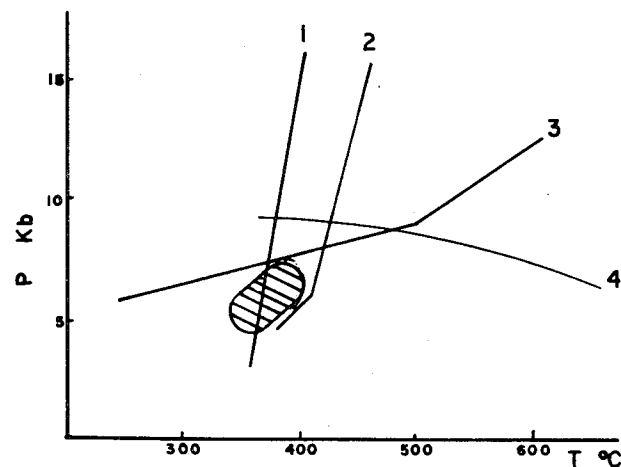


Fig. 17 Gráfico P-T donde se muestran varias líneas de equilibrio entre minerales índice. El área rayada indica el campo donde puede ubicarse el metamorfismo de Villa de Cura.

- 1) Pumpellita+clorita+cuarzo+epidota+actinolita (NITSCH, 1971)
- 2) Lawsonita+zoisita+cianita+cuarzo+agua (CRAWFORD Y FYFE, 1965)
- 3) Aragonita=calcita (CRAWFORD Y FYFE, 1964)
- 4) Transcisión eclogita-- anfibolita (VELDE, 1970).

4. GEOQUIMICA

4.1 Aspectos generales

Con el objeto de obtener la caracterización geoquímica de las rocas que constituyen las distintas unidades del Grupo Villa de Cura, se procedió a analizar 300 muestras a fin de obtener la concentración de 10 elementos mayoritarios (en forma de óxidos), a 142 de esas muestras, se les determinó adicionalmente la concentración de dos elementos traza. Las rocas seleccionadas fueron aquellas que por sus características, podían considerarse como volcánicas, incluyéndose en ellas, metalavas, metatobas y granofels. Las 142 muestras que incluyen determinación de elementos traza fueron analizadas por el autor, mientras que para el resto, se recopilaron los resultados obtenidos por RODRIGUEZ (1983) y CASIMIRI (1983).

La localización de las muestras analizadas se presenta en la Figura 18, mientras que en la Tabla 1 se indica la composición en base a 10 óxidos (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5) y volátiles, de las muestras analizadas. Los análisis de elementos traza (Zr y Sr) se presentan en la misma Tabla 1.

4.2 Métodos analíticos

Los elementos mayoritarios y traza fueron analizados por fluorescencia de rayos-X empleando para ello un espectrómetro de rayos-X semi-automático, marca Philips PW 1410/70. El procedimiento analítico en parte es parecido al propuesto por LEAKE et al. (1969), usándose para la preparación de las muestras, polvo de los especímenes de roca al que se hizo pasar por un tamiz de 200 mallas/pulg². Dicho polvo fue compactado en pastillas de una pulgada de diámetro mediante una prensa apropiada en la que la presión se llevó a 25 ton/pulg². Con el objeto de asegurar la cohesión de las pastillas, al polvo de roca se le agregó unas gotas de solución de alcohol polivinílico.

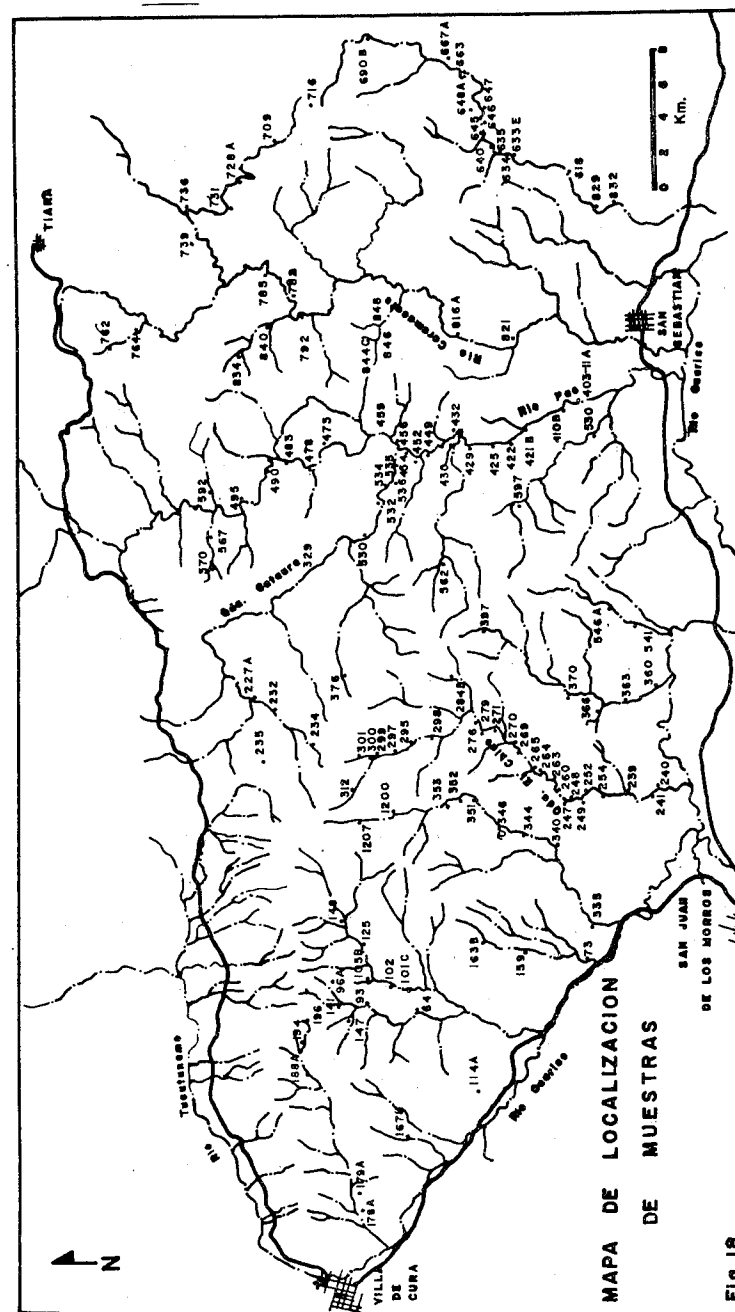


Fig. 18

TABLA 1

COMPOSICION QUIMICA DE LAS ROCAS METAVOLCANICAS DEL GRUPO VILLA DE CURA

| | | | | | | | | | | | | | | | |
|----------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| MUESTRA | 064 | 073 | 093 | 096-A | 101-C | 102 | 114-A | 125 | 141 | 147 | 149 | 159 | 163-B | 167-B | 178-A |
| SiO2 | 65.90 | 52.60 | 46.10 | 53.40 | 48.80 | 57.10 | 50.57 | 49.30 | 54.20 | 49.00 | 53.80 | 42.60 | 48.90 | 53.40 | 48.90 |
| AL2O3 | 10.99 | 12.03 | 8.67 | 14.73 | 13.96 | 12.57 | 17.25 | 12.71 | 15.42 | 11.35 | 15.83 | 9.53 | 9.87 | 13.96 | 12.05 |
| FE2O3 | 9.42 | 13.10 | 12.91 | 13.72 | 12.83 | 11.31 | 7.17 | 13.54 | 9.17 | 11.65 | 12.00 | 12.99 | 7.07 | 10.13 | 5.73 |
| MgO | 3.88 | 6.56 | 19.00 | 2.90 | 9.04 | 2.17 | 4.00 | 9.10 | 5.24 | 13.18 | 6.64 | 23.46 | 9.24 | 5.44 | 13.61 |
| CaO | 0.13 | 7.03 | 9.44 | 6.91 | 6.34 | 3.42 | 10.55 | 1.81 | 2.18 | 7.74 | 9.25 | 8.17 | 14.32 | 9.63 | 13.69 |
| Na2O | 1.63 | 2.92 | 0.18 | 4.10 | 3.90 | 4.04 | 2.05 | 2.85 | 4.17 | 2.59 | 1.85 | 1.04 | 2.21 | 2.05 | 1.14 |
| K2O | 0.90 | 0.18 | 0.88 | 0.31 | 0.44 | 2.30 | 2.18 | 1.22 | 1.61 | 0.70 | 0.34 | 0.04 | 1.91 | 0.62 | 0.93 |
| TiO2 | 0.90 | 0.98 | 0.72 | 1.09 | 1.30 | 0.62 | 0.70 | 1.10 | 1.00 | 0.88 | 1.09 | 0.66 | 0.37 | 1.08 | 0.80 |
| MnO | 0.19 | 0.22 | 0.21 | 0.24 | 0.19 | 0.22 | 0.22 | 0.17 | 0.15 | 0.18 | 0.18 | 0.23 | 0.14 | 0.20 | 0.09 |
| P2O5 | 0.22 | 0.14 | 0.27 | 0.44 | 0.11 | 0.68 | 0.23 | 0.21 | 0.19 | 0.27 | 0.19 | 0.21 | 0.32 | 0.17 | 0.05 |
| VOLAT. | 3.62 | 2.74 | 4.40 | 2.88 | 3.30 | 2.96 | 6.96 | 5.00 | 4.00 | 3.28 | 0.00 | 5.79 | 6.60 | 5.17 | 2.00 |
| ZR (PPH) | 0.00 | 81.00 | 94.00 | 115.00 | 44.00 | 170.00 | 186.00 | 249.00 | 174.00 | 58.00 | 142.00 | 40.00 | 198.00 | 56.00 | 106.00 |
| SR (PPH) | 70.00 | 56.00 | 52.00 | 66.00 | 17.00 | 66.00 | 12.00 | 77.00 | 66.00 | 41.00 | 0.00 | 6.00 | 80.00 | 14.00 | 84.00 |
| TOTAL | 97.78 | 98.50 | 102.78 | 100.72 | 100.21 | 97.39 | 101.88 | 97.01 | 97.33 | 100.82 | 101.17 | 104.72 | 100.95 | 101.85 | 98.99 |

TABLA 1 (CONT.)

| | | | | | | | | | | | | | | | |
|----------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| MUESTRA | 179-A | 194 | 196 | 204 | 105-B | 211 | 220 | 227-A | 232 | 234 | 235-A | 239-A | 240 | 241 | 247 |
| SiO2 | 49.10 | 48.80 | 50.20 | 75.10 | 45.60 | 55.00 | 47.60 | 49.10 | 45.30 | 51.22 | 42.30 | 48.90 | 48.90 | 50.40 | 67.80 |
| AL2O3 | 13.30 | 15.68 | 15.75 | 11.66 | 14.00 | 12.50 | 15.48 | 17.73 | 16.56 | 13.24 | 12.34 | 19.01 | 12.44 | 13.03 | 12.89 |
| FE2O3 | 12.32 | 9.00 | 8.38 | 3.72 | 10.81 | 7.41 | 11.88 | 9.57 | 12.00 | 11.25 | 8.40 | 13.57 | 9.04 | 12.36 | 5.05 |
| MgO | 8.99 | 8.86 | 6.52 | 1.53 | 10.45 | 5.37 | 11.47 | 6.64 | 9.72 | 8.92 | 9.29 | 10.28 | 5.84 | 5.41 | 3.91 |
| CaO | 8.92 | 11.75 | 8.84 | 5.65 | 9.25 | 11.91 | 6.27 | 6.08 | 3.78 | 6.63 | 14.79 | 3.61 | 11.37 | 7.67 | 4.23 |
| Na2O | 2.80 | 3.43 | 5.29 | 1.50 | 1.99 | 3.24 | 3.26 | 2.84 | 2.70 | 4.38 | 2.48 | 2.22 | 4.79 | 3.39 | 2.13 |
| K2O | 0.08 | 0.16 | 0.79 | 2.09 | 1.01 | 0.37 | 0.13 | 1.36 | 1.78 | 0.22 | 0.98 | 2.00 | 0.09 | 0.43 | 1.77 |
| TiO2 | 1.81 | 0.95 | 1.12 | 0.32 | 0.78 | 0.78 | 1.28 | 0.60 | 0.89 | 1.25 | 1.30 | 1.66 | 0.90 | 1.51 | 0.46 |
| MnO | 0.22 | 0.16 | 0.14 | 0.03 | 0.18 | 0.07 | 0.19 | 0.10 | 0.28 | 0.18 | 0.26 | 0.16 | 0.15 | 0.18 | 0.06 |
| P2O5 | 0.18 | 0.10 | 0.13 | 0.10 | 0.18 | 0.11 | 0.20 | 0.28 | 0.12 | 0.12 | 0.22 | 0.07 | 0.16 | 0.15 | 0.12 |
| VOLAT. | 2.69 | 3.70 | 2.90 | 1.85 | 4.06 | 2.61 | 3.57 | 3.75 | 4.70 | 3.33 | 12.10 | 2.71 | 6.30 | 3.30 | 2.80 |
| ZR (PPH) | 114.00 | 79.00 | 83.00 | 232.00 | 36.00 | 114.00 | 216.00 | 156.00 | 66.00 | 83.00 | 115.00 | 120.00 | 125.00 | 130.00 | 220.00 |
| SR (PPH) | 57.00 | 98.00 | 74.00 | 514.00 | 65.00 | 190.00 | 98.00 | 110.00 | 0.00 | 75.00 | 57.00 | 190.00 | 65.00 | 108.00 | 260.00 |
| TOTAL | 100.41 | 102.59 | 100.06 | 103.55 | 98.31 | 99.37 | 101.33 | 98.05 | 97.83 | 100.74 | 104.46 | 104.19 | 99.98 | 97.83 | 101.22 |

TABLA 1 (CONT.)

| MUESTRA | 188-A | 248 | 249 | 249-A | 251-A | 252 | 254 | 260 | 263-B | 264 | 265-B | 269 | 270 | 271-B |
|----------|--------|-------|-------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|
| SI02 | 51.60 | 50.90 | 43.55 | 51.70 | 45.60 | 73.50 | 53.00 | 67.50 | 62.10 | 49.20 | 49.90 | 45.20 | 51.90 | 46.30 |
| AL203 | 12.22 | 16.57 | 16.50 | 16.56 | 16.43 | 10.43 | 15.26 | 13.14 | 16.03 | 14.86 | 14.97 | 13.82 | 14.00 | 12.62 |
| FE203 | 8.25 | 10.58 | 10.49 | 8.45 | 13.83 | 4.23 | 10.53 | 5.61 | 6.11 | 13.45 | 11.04 | 11.46 | 11.35 | 11.32 |
| M60 | 13.50 | 6.40 | 16.02 | 6.04 | 10.98 | 2.46 | 6.02 | 2.95 | 4.24 | 4.87 | 10.88 | 10.10 | 8.14 | 11.81 |
| CA0 | 10.29 | 2.59 | 5.88 | 11.37 | 4.00 | 1.00 | 7.93 | 6.62 | 5.70 | 7.73 | 9.39 | 9.81 | 6.07 | 10.57 |
| NA20 | 2.12 | 4.79 | 2.08 | 4.68 | 3.47 | 3.61 | 5.94 | 1.01 | 0.34 | 3.45 | 2.71 | 2.00 | 2.24 | 1.30 |
| K20 | 0.59 | 2.09 | 0.82 | 0.12 | 0.51 | 2.06 | 0.12 | 1.99 | 0.88 | 0.57 | 0.29 | 1.20 | 0.54 | 1.06 |
| TI02 | 0.35 | 0.83 | 1.27 | 1.55 | 0.84 | 0.44 | 0.96 | 0.48 | 0.58 | 0.75 | 0.75 | 0.87 | 0.85 | 0.73 |
| MNO | 0.15 | 0.18 | 0.20 | 0.13 | 0.23 | 0.10 | 0.11 | 0.09 | 0.14 | 0.22 | 0.17 | 0.18 | 0.17 | 0.18 |
| P205 | 0.06 | 0.12 | 0.30 | 0.21 | 0.11 | 0.14 | 0.17 | 0.12 | 0.14 | 0.14 | 0.13 | 0.22 | 0.22 | 0.18 |
| VOLAT. | 2.20 | 2.89 | 1.70 | 1.56 | 3.80 | 1.24 | 1.91 | 2.42 | 2.45 | 3.40 | 3.24 | 4.64 | 3.48 | 3.84 |
| ZR (PPH) | 53.00 | 70.00 | 73.00 | 134.00 | 98.00 | 173.00 | 120.00 | 173.00 | 168.00 | 92.00 | 65.00 | 35.00 | 70.00 | 62.00 |
| SR (PPH) | 110.00 | 0.00 | 98.00 | 11.00 | 12.00 | 44.00 | 140.00 | 140.00 | 246.00 | 190.00 | 190.00 | 66.00 | 16.00 | 41.00 |
| TOTAL | 101.33 | 97.94 | 98.81 | 102.37 | 99.80 | 99.21 | 101.95 | 101.93 | 98.71 | 98.64 | 103.47 | 99.50 | 98.96 | 99.91 |

TABLA 1 (CONT.)

| MUESTRA | 274-B | 279-A | 284-B | 295 | 297 | 298 | 299-A | 300 | 301 | 312 | 329 | 335 | 340 | 344-B | 346-A |
|----------|-------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SI02 | 45.70 | 49.80 | 49.60 | 49.80 | 42.90 | 44.60 | 65.60 | 43.70 | 49.80 | 42.40 | 69.60 | 44.90 | 46.70 | 81.20 | 48.50 |
| AL203 | 15.95 | 15.36 | 11.37 | 9.97 | 10.51 | 17.56 | 15.07 | 13.40 | 15.00 | 10.15 | 12.76 | 14.36 | 9.45 | 8.05 | 14.18 |
| FE203 | 13.43 | 10.39 | 12.21 | 11.91 | 14.07 | 11.73 | 7.31 | 13.89 | 12.57 | 13.95 | 6.43 | 10.10 | 12.29 | 3.75 | 12.82 |
| M60 | 5.48 | 6.22 | 10.41 | 15.11 | 22.82 | 13.46 | 5.13 | 17.27 | 8.43 | 17.81 | 3.74 | 8.53 | 18.30 | 1.80 | 7.07 |
| CA0 | 3.80 | 9.91 | 10.38 | 7.68 | 9.23 | 1.10 | 0.67 | 5.07 | 3.79 | 9.29 | 1.38 | 12.09 | 9.01 | 4.43 | 9.38 |
| NA20 | 1.27 | 2.87 | 2.16 | 1.61 | 0.36 | 2.51 | 1.21 | 1.99 | 3.80 | 0.66 | 2.33 | 1.72 | 1.07 | 4.11 | 1.36 |
| K20 | 2.94 | 1.36 | 0.33 | 0.70 | 0.12 | 2.03 | 2.62 | 0.26 | 0.74 | 0.30 | 2.08 | 1.49 | 0.14 | 0.10 | 0.93 |
| TI02 | 0.99 | 0.79 | 0.90 | 0.80 | 0.83 | 1.18 | 0.59 | 1.31 | 1.23 | 0.90 | 0.62 | 0.70 | 0.66 | 0.29 | 0.80 |
| MNO | 0.18 | 0.15 | 0.19 | 0.15 | 0.21 | 0.11 | 0.13 | 0.20 | 0.07 | 0.20 | 0.16 | 0.14 | 0.19 | 0.08 | 0.22 |
| P205 | 0.92 | 0.28 | 0.22 | 0.24 | 0.19 | 0.16 | 0.16 | 0.21 | 0.14 | 0.25 | 0.17 | 0.08 | 0.13 | 0.12 | 0.18 |
| VOLAT. | 4.65 | 3.70 | 4.30 | 3.32 | 4.88 | 5.40 | 3.89 | 5.30 | 3.40 | 4.43 | 2.90 | 8.35 | 4.59 | 9.72 | 5.10 |
| ZR (PPH) | 76.00 | 85.00 | 0.00 | 60.00 | 76.00 | 96.00 | 245.00 | 66.00 | 75.00 | 60.00 | 190.00 | 74.00 | 64.00 | 80.00 | 85.00 |
| SR (PPH) | 84.00 | 66.00 | 190.00 | 110.00 | 30.00 | 0.00 | 6.00 | 17.00 | 0.00 | 50.00 | 65.00 | 120.00 | 6.00 | 16.00 | 57.00 |
| TOTAL | 95.31 | 100.83 | 102.07 | 101.29 | 106.12 | 99.84 | 102.38 | 102.60 | 98.97 | 100.34 | 102.17 | 102.46 | 102.53 | 104.65 | 100.54 |

TABLA 1 (CONT.)

| MUESTRA | 351 | 352 | 353 | 360-B | 361 | 363 | 366 | 370-B | 376-R | 386-A | 387 | 397 | 403-I | 410-B | 421-B |
|----------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|
| SI02 | 62.80 | 49.30 | 55.30 | 65.20 | 43.00 | 68.50 | 54.60 | 55.00 | 49.90 | 58.30 | 51.47 | 47.50 | 53.50 | 46.90 | 55.20 |
| AL203 | 13.85 | 17.17 | 13.19 | 11.04 | 13.12 | 13.60 | 11.46 | 14.38 | 14.57 | 15.21 | 14.48 | 15.40 | 15.33 | 16.05 | 17.57 |
| FE203 | 7.72 | 14.78 | 10.37 | 6.64 | 7.05 | 3.01 | 11.44 | 10.59 | 12.14 | 7.02 | 9.55 | 11.99 | 8.42 | 10.71 | 11.70 |
| M60 | 4.54 | 4.08 | 7.04 | 2.13 | 7.22 | 0.93 | 4.10 | 5.97 | 4.38 | 7.73 | 7.80 | 6.53 | 4.12 | 10.29 | 6.16 |
| CAD | 1.23 | 1.01 | 1.98 | 2.03 | 15.02 | 0.65 | 4.05 | 2.63 | 6.07 | 3.72 | 0.55 | 7.94 | 8.12 | 4.54 | 5.05 |
| MA20 | 3.54 | 2.23 | 3.90 | 7.04 | 1.58 | 7.67 | 4.57 | 6.09 | 4.31 | 6.09 | 5.26 | 3.18 | 4.54 | 3.62 | 4.91 |
| K20 | 3.24 | 2.80 | 0.37 | 0.07 | 0.21 | 0.68 | 0.52 | 0.14 | 1.17 | 0.76 | 1.15 | 0.81 | 0.18 | 0.17 | 0.33 |
| T102 | 0.70 | 1.06 | 0.96 | 0.89 | 0.55 | 0.36 | 2.10 | 1.20 | 1.14 | 0.54 | 1.40 | 0.25 | 0.77 | 0.92 | 1.17 |
| MNO | 0.12 | 0.12 | 0.16 | 0.13 | 0.20 | 0.03 | 0.24 | 0.16 | 0.23 | 0.10 | 0.12 | 0.19 | 0.10 | 0.16 | 0.07 |
| P205 | 0.17 | 0.14 | 0.16 | 0.21 | 0.30 | 0.08 | 0.31 | 0.18 | 0.23 | 0.14 | 0.13 | 0.23 | 0.27 | 0.15 | 0.38 |
| VOLAT. | 2.46 | 4.70 | 2.73 | 1.26 | 0.01 | 0.82 | 2.00 | 2.35 | 4.40 | 2.37 | 2.56 | 3.51 | 3.70 | 4.74 | 2.40 |
| ZR (PPH) | 150.00 | 70.00 | 85.00 | 160.00 | 110.00 | 132.00 | 122.00 | 122.00 | 122.00 | 302.00 | 126.00 | 44.00 | 150.00 | 178.00 | 260.00 |
| SR (PPH) | 30.00 | 41.00 | 8.00 | 16.00 | 211.00 | 98.00 | 134.00 | 20.00 | 100.00 | 190.00 | 166.00 | 40.00 | 134.00 | 326.00 | 480.00 |
| TOTAL | 100.37 | 97.39 | 96.16 | 96.64 | 88.26 | 96.33 | 95.39 | 98.69 | 98.54 | 101.98 | 94.47 | 97.53 | 99.05 | 98.25 | 104.94 |

TABLA 1 (CONT.)

| MUESTRA | 422 | 425 | 429 | 430 | 432 | 449 | 452 | 454-A | 456 | 459 | 475 | 478 | 483 | 490 | 495 |
|----------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|
| SI02 | 46.50 | 51.10 | 54.30 | 45.60 | 50.50 | 50.02 | 52.30 | 49.30 | 40.50 | 47.80 | 43.00 | 49.60 | 46.80 | 46.40 | 50.40 |
| AL203 | 16.36 | 14.56 | 11.70 | 14.88 | 15.04 | 13.96 | 13.40 | 15.01 | 11.68 | 17.54 | 14.61 | 16.30 | 15.03 | 13.51 | 14.83 |
| FE203 | 8.27 | 13.14 | 12.79 | 9.28 | 12.91 | 13.06 | 15.18 | 13.04 | 9.22 | 10.76 | 10.43 | 8.50 | 11.34 | 11.15 | 12.51 |
| M60 | 10.87 | 7.16 | 5.90 | 9.47 | 7.38 | 5.94 | 4.66 | 12.60 | 7.36 | 10.09 | 8.08 | 9.02 | 8.72 | 10.77 | 7.20 |
| CAD | 5.67 | 4.72 | 6.30 | 12.11 | 8.22 | 5.49 | 5.81 | 3.31 | 15.97 | 4.69 | 11.32 | 5.36 | 8.68 | 8.95 | 5.12 |
| MA20 | 3.69 | 4.45 | 2.60 | 3.21 | 3.19 | 5.61 | 3.67 | 2.96 | 1.30 | 0.96 | 2.60 | 3.70 | 2.62 | 2.13 | 3.29 |
| K20 | 1.04 | 0.33 | 0.49 | 0.01 | 0.31 | 0.16 | 0.40 | 0.11 | 1.02 | 2.17 | 0.07 | 5.00 | 0.64 | 0.15 | 1.45 |
| T102 | 1.57 | 1.86 | 0.74 | 0.82 | 0.98 | 0.95 | 1.10 | 0.99 | 0.85 | 0.99 | 1.75 | 1.42 | 1.39 | 1.30 | 1.01 |
| MNO | 0.15 | 0.23 | 0.21 | 0.13 | 0.22 | 0.18 | 0.24 | 0.26 | 0.19 | 0.17 | 0.18 | 0.04 | 0.19 | 0.19 | 0.20 |
| P205 | 0.46 | 0.27 | 0.16 | 0.15 | 0.15 | 0.15 | 0.26 | 0.11 | 0.21 | 0.13 | 0.19 | 0.11 | 0.20 | 0.10 | 0.31 |
| VOLAT. | 3.10 | 2.45 | 1.99 | 5.32 | 1.96 | 1.86 | 2.49 | 3.35 | 12.75 | 6.20 | 3.81 | 5.78 | 3.55 | 4.53 | 3.90 |
| ZR (PPH) | 180.00 | 92.00 | 80.00 | 74.00 | 76.00 | 48.00 | 115.00 | 24.00 | 114.00 | 150.00 | 112.00 | 100.00 | 88.00 | 133.00 | 0.00 |
| SR (PPH) | 166.00 | 120.00 | 144.00 | 84.00 | 20.00 | 76.00 | 190.00 | 0.00 | 180.00 | 270.00 | 0.00 | 110.00 | 40.00 | 40.00 | 65.00 |
| TOTAL | 97.68 | 100.27 | 97.18 | 100.98 | 100.86 | 97.38 | 99.51 | 101.04 | 101.05 | 101.50 | 96.04 | 104.83 | 99.16 | 99.18 | 100.22 |

TABLA 1 (CONT.)

| MUESTRA | 530 | 532 | 534 | 535 | 536 | 541 | 546-A | 550 | 562 | 567 | 570 | 582-B | 592 | 597 | 618 |
|----------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SI02 | 54.90 | 46.70 | 51.10 | 45.90 | 49.00 | 55.50 | 55.30 | 49.20 | 44.10 | 57.70 | 48.70 | 50.40 | 49.30 | 52.60 | 57.40 |
| AL203 | 15.74 | 12.48 | 16.14 | 13.51 | 10.72 | 13.56 | 12.32 | 14.89 | 12.09 | 10.65 | 12.22 | 11.59 | 15.77 | 14.96 | 12.83 |
| FE203 | 10.84 | 10.48 | 13.92 | 12.17 | 7.06 | 12.06 | 12.13 | 9.12 | 11.75 | 10.26 | 9.60 | 10.77 | 9.59 | 13.00 | 7.09 |
| M60 | 5.53 | 6.91 | 6.85 | 13.95 | 13.36 | 5.05 | 4.84 | 6.54 | 10.44 | 4.38 | 3.98 | 10.41 | 8.09 | 7.45 | 4.76 |
| CA0 | 2.92 | 12.26 | 3.12 | 11.02 | 10.80 | 2.79 | 5.52 | 4.13 | 9.02 | 9.00 | 15.80 | 10.92 | 9.78 | 4.47 | 16.32 |
| MA20 | 1.30 | 2.46 | 0.95 | 1.19 | 1.40 | 4.10 | 4.72 | 2.90 | 2.05 | 2.72 | 2.74 | 2.68 | 3.56 | 5.58 | 2.16 |
| K20 | 3.65 | 0.45 | 4.44 | 0.68 | 1.05 | 1.64 | 0.54 | 1.58 | 0.63 | 0.84 | 0.29 | 0.16 | 0.16 | 0.27 | 2.89 |
| TI02 | 1.06 | 0.65 | 2.33 | 0.00 | 0.53 | 1.21 | 1.05 | 0.88 | 1.17 | 0.66 | 1.03 | 0.72 | 1.58 | 1.89 | 0.56 |
| MND | 0.19 | 0.23 | 0.50 | 0.18 | 0.16 | 0.13 | 0.30 | 0.13 | 0.17 | 0.18 | 0.19 | 0.16 | 0.17 | 0.22 | 0.10 |
| P205 | 0.22 | 0.17 | 0.35 | 0.19 | 0.17 | 0.32 | 0.27 | 0.28 | 0.11 | 0.12 | 0.13 | 0.25 | 0.15 | 0.26 | 0.10 |
| VOLAT. | 3.28 | 5.25 | 5.14 | 0.00 | 3.61 | 2.00 | 2.70 | 3.30 | 3.90 | 6.00 | 9.70 | 3.30 | 4.40 | 2.40 | 13.50 |
| ZR (PPM) | 110.00 | 69.00 | 36.00 | 44.00 | 130.00 | 150.00 | 286.00 | 58.00 | 130.00 | 124.00 | 292.00 | 66.00 | 112.00 | 120.00 | 10.00 |
| SR (PPM) | 40.00 | 190.00 | 65.00 | 30.00 | 65.00 | 304.00 | 237.00 | 0.00 | 246.00 | 268.00 | 610.00 | 53.00 | 76.00 | 160.00 | 134.00 |
| TOTAL | 99.63 | 98.04 | 104.84 | 98.79 | 97.86 | 98.36 | 99.69 | 92.95 | 95.43 | 102.51 | 104.38 | 101.36 | 102.55 | 103.10 | 117.71 |

TABLA 1 (CONT.)

| MUESTRA | 633-E | 634 | 635-A | 640 | 645 | 646 | 647 | 648-A | 657 | 663 | 667-A | 690-B | 709 | 716 | 728-A |
|----------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SI02 | 43.50 | 53.40 | 52.70 | 53.91 | 48.30 | 53.60 | 52.30 | 52.10 | 67.30 | 51.00 | 48.80 | 51.10 | 55.60 | 53.00 | 56.70 |
| AL203 | 14.73 | 13.12 | 13.08 | 12.76 | 15.87 | 15.86 | 16.13 | 14.60 | 14.93 | 16.17 | 11.52 | 12.43 | 12.79 | 15.61 | 11.78 |
| FE203 | 10.01 | 9.80 | 12.42 | 11.42 | 11.79 | 8.63 | 11.10 | 12.33 | 5.36 | 8.16 | 11.75 | 9.61 | 10.16 | 12.18 | 10.00 |
| M60 | 10.75 | 11.17 | 6.28 | 4.02 | 7.10 | 5.29 | 7.26 | 5.47 | 1.67 | 5.97 | 6.74 | 9.14 | 3.80 | 4.69 | 4.12 |
| CA0 | 7.79 | 9.63 | 4.72 | 14.04 | 6.16 | 8.58 | 7.95 | 5.64 | 2.51 | 5.83 | 8.89 | 11.35 | 6.21 | 8.25 | 3.33 |
| MA20 | 2.08 | 4.64 | 5.24 | 1.27 | 3.47 | 1.58 | 4.67 | 4.19 | 7.47 | 2.69 | 3.43 | 2.32 | 1.10 | 2.48 | 2.80 |
| K20 | 1.63 | 0.08 | 0.22 | 0.08 | 1.51 | 2.34 | 0.01 | 0.90 | 0.17 | 1.45 | 0.02 | 0.65 | 0.60 | 0.88 | 1.22 |
| TI02 | 0.61 | 0.70 | 1.08 | 1.06 | 1.15 | 1.12 | 1.19 | 1.28 | 0.75 | 0.99 | 1.43 | 0.62 | 0.96 | 0.78 | 0.92 |
| MND | 0.16 | 0.18 | 0.32 | 0.16 | 0.26 | 0.18 | 0.19 | 0.24 | 0.08 | 0.15 | 0.16 | 0.16 | 0.15 | 0.19 | 0.32 |
| P205 | 0.08 | 0.12 | 0.21 | 0.22 | 0.17 | 0.19 | 0.16 | 0.21 | 0.21 | 0.23 | 0.22 | 0.25 | 0.23 | 0.29 | 0.19 |
| VOLAT. | 4.50 | 3.50 | 3.90 | 2.40 | 3.10 | 2.60 | 2.50 | 2.70 | 1.20 | 4.40 | 3.50 | 3.63 | 5.05 | 4.42 | 3.83 |
| ZR (PPM) | 69.00 | 85.00 | 145.00 | 93.00 | 126.00 | 144.00 | 114.00 | 142.00 | 222.00 | 106.00 | 120.00 | 56.00 | 106.00 | 84.00 | 164.00 |
| SR (PPM) | 130.00 | 225.00 | 270.00 | 200.00 | 30.00 | 312.00 | 190.00 | 192.00 | 144.00 | 57.00 | 190.00 | 40.00 | 120.00 | 74.00 | 224.00 |
| TOTAL | 95.84 | 106.34 | 100.17 | 101.34 | 98.88 | 99.97 | 103.46 | 99.66 | 101.65 | 97.04 | 96.46 | 101.26 | 96.65 | 102.77 | 95.21 |

TABLA 1 (CONT.)

| MUESTRA | 731 | 736 | 739 | 762 | 764 | 785 | 788 | 792 | 816-A | 821 | 829 | 832 | 834 | 840 | 844-C |
|----------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|-------|
| SI02 | 52.70 | 46.20 | 54.10 | 44.70 | 46.10 | 45.30 | 45.40 | 47.20 | 52.20 | 55.00 | 48.80 | 59.10 | 51.40 | 44.64 | 48.40 |
| AL203 | 12.64 | 11.92 | 16.51 | 15.47 | 18.17 | 9.41 | 13.17 | 12.83 | 12.52 | 13.98 | 16.60 | 8.27 | 13.60 | 5.52 | 14.73 |
| FE203 | 11.33 | 8.09 | 14.46 | 9.93 | 12.76 | 12.68 | 10.30 | 10.74 | 8.86 | 10.05 | 9.60 | 5.57 | 10.98 | 11.57 | 12.93 |
| M60 | 8.64 | 5.80 | 6.83 | 9.34 | 6.94 | 19.07 | 11.66 | 9.36 | 9.34 | 7.82 | 7.60 | 3.26 | 7.30 | 13.86 | 5.15 |
| CA0 | 7.68 | 15.71 | 2.84 | 7.79 | 7.41 | 6.45 | 11.48 | 9.84 | 11.00 | 7.35 | 7.48 | 9.58 | 10.86 | 11.13 | 5.71 |
| MA20 | 2.25 | 1.16 | 4.49 | 2.24 | 1.82 | 0.79 | 0.94 | 1.64 | 4.33 | 2.43 | 3.56 | 2.20 | 2.57 | 1.86 | 4.73 |
| K20 | 1.63 | 1.46 | 0.01 | 1.54 | 2.18 | 0.01 | 0.75 | 1.76 | 0.09 | 0.74 | 1.24 | 0.91 | 0.39 | 0.48 | 1.20 |
| TI02 | 0.74 | 1.18 | 1.17 | 0.63 | 1.10 | 0.73 | 0.69 | 0.64 | 0.78 | 0.99 | 0.69 | 0.75 | 1.85 | 1.21 | 0.91 |
| MNO | 0.16 | 0.13 | 0.20 | 0.15 | 0.20 | 0.19 | 0.17 | 0.16 | 0.17 | 0.19 | 0.18 | 0.11 | 0.16 | 0.18 | 0.18 |
| P205 | 0.19 | 0.16 | 0.14 | 0.17 | 0.27 | 0.27 | 0.14 | 0.21 | 0.12 | 0.06 | 0.09 | 0.00 | 0.25 | 0.19 | 0.18 |
| VOLAT. | 3.63 | 9.21 | 3.34 | 5.58 | 5.11 | 4.54 | 4.23 | 3.28 | 1.96 | 4.50 | 4.24 | 6.33 | 2.85 | 0.00 | 1.36 |
| ZR (PPH) | 70.00 | 118.00 | 48.00 | 104.00 | 0.00 | 64.00 | 96.00 | 58.00 | 90.00 | 208.00 | 116.00 | | 228.00 | 132.00 | 94.00 |
| SR (PPH) | 65.00 | 130.00 | 30.00 | 110.00 | 16.00 | 166.00 | 84.00 | 41.00 | 238.00 | 304.00 | 120.00 | | 130.00 | 246.00 | 78.00 |
| TOTAL | 101.59 | 101.02 | 104.09 | 97.54 | 102.06 | 99.44 | 98.93 | 97.66 | 101.37 | 103.11 | 100.08 | 96.08 | 102.21 | 90.64 | 95.48 |

TABLA 1 (CONT.)

| MUESTRA | 846 | 848 | 860 | 890 | 1010 | 1200- | 1207- |
|----------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SI02 | 49.00 | 49.60 | 50.00 | 49.90 | 45.10 | 50.00 | 55.30 |
| AL203 | 8.89 | 14.49 | 16.42 | 16.29 | 15.72 | 9.28 | 13.84 |
| FE203 | 8.37 | 13.02 | 12.44 | 12.17 | 11.23 | 8.90 | 13.64 |
| M60 | 9.53 | 6.83 | 6.40 | 7.09 | 10.44 | 13.51 | 4.22 |
| CA0 | 10.24 | 6.79 | 3.25 | 5.93 | 8.37 | 8.68 | 6.60 |
| MA20 | 3.90 | 3.95 | 6.94 | 3.20 | 3.38 | 2.86 | 2.44 |
| K20 | 0.07 | 0.65 | 0.62 | 1.04 | 0.15 | 0.27 | 0.52 |
| TI02 | 0.44 | 1.53 | 1.22 | 1.19 | 1.24 | 0.65 | 1.34 |
| MNO | 0.16 | 0.21 | 0.09 | 0.24 | 0.20 | 0.18 | 0.20 |
| P205 | 0.10 | 0.24 | 0.22 | 0.21 | 0.18 | 0.17 | 0.23 |
| VOLAT. | 6.16 | 1.68 | 3.40 | 3.50 | 6.50 | 4.10 | 4.50 |
| ZR (PPH) | 60.00 | 98.00 | 92.00 | 89.00 | 194.00 | 67.00 | 140.00 |
| SR (PPH) | 84.00 | 120.00 | 41.00 | 16.00 | 235.00 | 370.00 | 36.00 |
| TOTAL | 96.86 | 98.99 | 101.00 | 100.76 | 102.51 | 98.60 | 102.83 |

Las condiciones de trabajo empleadas en los análisis de cada uno de los elementos, se detallan en la Tabla 2.

La concentración de los distintos elementos en las rocas estudiadas, se obtuvo mediante el método de curva de calibración, en cuya construcción se emplearon 20 patrones internacionales de roca cuyas características se indican en la Tabla 3. Los valores de concentración de cada óxido en los patrones mencionados, corresponde a la reportada por ABBEY (1977).

4.3 Precisión y exactitud

La precisión de los resultados obtenidos se determinó analizando para cada uno de los elementos considerados, diez réplicas de una misma muestra. Los datos estadísticos obtenidos, se dan en la Tabla 4. De allí podemos observar que los coeficientes de variación (c) son bastante buenos, excepto para Na_2O y P_2O_5 , esto debido posiblemente, en el primer caso, a las limitaciones del método empleado para análisis de un elemento tan ligero como lo es el sólido, en el segundo caso, la razón del alto coeficiente de variación puede ser la baja concentración de fósforo en las muestras.

En cuanto a la exactitud de los resultados, una medida de la misma se obtiene mediante el coeficiente de correlación de las curvas de calibración. En la mayoría de los casos el valor de r^2 estuvo entre 0,98 y 0,99. Los elementos para los que la exactitud fue menor, son silicio (SiO_2) y aluminio (Al_2O_3). Una medida adicional de la exactitud viene dada por la suma de los porcentajes de los óxidos mayoritarios, la cual debe acercarse a 100, el valor teórico ideal.

| ELEMENTO | CRISTAL | PICO (2θ) | FONDO (2θ) | VOLTAJE CONT. FLUJO | BASE DEL CONTADOR | VENTANA CONTADOR | FILTRO | COLIMADOR |
|----------|---------|-----------|------------|---------------------|-------------------|------------------|--------|-----------|
| Si | PE | 107,22 | 110,00 | 4:06 | 0:60 | 2:00 | No | Grueso |
| Al | PE | 143,07 | 144,87 | 4:00 | 0:80 | 2:50 | No | Grueso |
| Fe | Lif | 55,55 | 54,50 | 3:10 | 0:80 | 3:50 | No | Grueso |
| Mg | Tlap | 43,24 | 41,50 | 3:90 | 1:00 | 2:00 | No | Grueso |
| Ca | Lif | 111,11 | 112,00 | 3:87 | 0:80 | 1:60 | No | Grueso |
| Na | Tlap | 53:14 | 54,04 | 4:10 | 2:20 | 2:00 | No | Grueso |
| K | Lif | 134,70 | 137,00 | 3:90 | 2:30 | 1:90 | No | Grueso |
| Ti | Lif | 84,15 | 85,50 | 4:05 | 1:20 | 4:20 | No | Grueso |
| P | Ge | 139,03 | 141,00 | 3:73 | 0:75 | 2:05 | No | Grueso |
| Mn | Lif | 60,94 | 62,50 | 4:05 | 1:20 | 3:00 | No | Grueso |

TABLA 2 CONDICIONES DE OPERACION DEL EQUIPO. EN TODOS LOS ANALISIS SE EMPLEO UN TUBO DE CR OPERANDO A 50 KV Y 50 mA. TODAS LAS DETERMINACIONES SE REALIZARON EN LINEAS K EM PLEANDO UN CONTADOR PROPORCIONAL DE FLUJO EN VACIO. LOS VALORES DEL VOLTAJE, LA BASE Y LA VENTANA DEL CONTADOR VIENEN DADOS EN DIVISIONES DE LA ESCALA. Lif: CRISTAL DE FLUORURO DE LITIO CORTADO SEGUN (200).

Tabla 3
Patrones Internacionales de Roca

| Nombre del Patrón | Tipo de Roca | Procedencia |
|--|--|---|
| AGV-1 | Andesita | Servicio Geológico U.S.A. |
| BCR-1 BR | Basalto Basalto | Servicio Geológico U.S.A. Centro de Investigaciones petrográficas y Geoquímicas. Francia |
| BX-N DR-N DT-N | Bauxita Diorita Cianita | Asociación Nacional de la Investigación Técnica. Francia. |
| DTS-1 | Dunita | Servicio Geológico U.S.A. |
| GA GH | Granito Granito | Centro de Investigaciones petrográficas y Geoquímicas. Francia. |
| GSP-1 | Granodiorita | Servicio Geológico U.S.A. |
| NIM-D NIM-G NIM-L NIM-L NIM-P NIM-S | Dunita Granito Lujavita Norita Piroxenita Sienita | Instituto Nacional de Metalurgia. Surafrica. |
| PCC-1 | Peridotita | Servicio Geológico U.S.A. |
| SY-2 SY-3 | Sienita Sienita | Proyecto canadiense en materiales certificados de referencia. Canadá |
| UB-N | Serpentinita | Asociación Nacional de Investigación Técnica. Francia. |

Tabla 4

| Elemento | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | TiO ₂ | MnO | P ₂ O ₅ |
|--------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------------------|------------------|------------------|-------|-------------------------------|
| Número de análisis | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| \bar{X} | 46,7 | 14,83 | 12,51 | 7,20 | 5,12 | 3,29 | 1,44 | 1,01 | 0,20 | 0,31 |
| S | 1,36 | 0,31 | 0,15 | 0,14 | 0,12 | 0,19 | 0,04 | 0,015 | 0,003 | 0,03 |
| c | 2,90 | 2,10 | 1,17 | 1,97 | 2,30 | 5,90 | 2,80 | 1,51 | 1,60 | 8,80 |

4.4 Caracterización geoquímica de las rocas volcánicas

4.4.1 Procesamiento de datos

Los datos obtenidos a partir de los análisis químicos efectuados a las rocas estudiadas, fueron procesados empleando un programa elaborado originalmente por LOUREIRO (1981, comunicación personal) y adaptado para ser utilizado en una computadora PDP 11/34 por el autor. (Apendice I). Dicho programa, determina el contenido de FeO* (hierro total como FeO) a partir de la concentración de Fe₂O₃ (los análisis de óxido de hierro, son reportados como Fe₂O₃ ya que por fluorescencia de rayos-X no se puede determinar el estado de oxidación del hierro), así mismo, el programa calcula el número de miliatomos de cada elemento por 100 gr de muestra, y realiza operaciones entre los distintos óxidos, generando a partir de toda la información, histogramas, gráficos en coordenadas cartesianas y diagramas triangulares, los cuales son usados para establecer la caracterización geoquímica de las rocas.

4.4.2 Variabilidad composicional de las rocas

Con el objeto de conocer la variabilidad composicional del conjunto de rocas estudiadas, respecto a cada uno de los óxidos analizados, se construyó para cada caso un histograma de frecuencia, donde se refleja claramente el número de muestras que se ubican en cada una de las clases pre-establecidas (cada clase corresponde a un rango de composición dado, distinto para cada óxido). De esta manera podemos determinar el tipo de distribución de cada óxido en la población estudiada y establecer comparaciones con otras poblaciones similares.

Como se dijo anteriormente, entre las rocas analizadas se incluyen metalavas, metatobas y granofels, cuyas características mineralógicas y texturales indican un origen volcánico. A manera de comparación, para cada elemento se realizaron dos histogramas, en uno de ellos se incluyen to-

das las muestras de la población antes descrita, mientras que para construir el otro se tomaron en cuenta solamente a aquellas rocas que podían clasificarse inequívocamente como metalavas. Esto nos permite conocer las diferencias composicionales básicas entre las metalavas y el resto de las rocas volcánicas, dichas diferencias, en caso de no existir, hacen justificable el empleo de todo el conjunto litológico para análisis posteriores a fin de establecer el ambiente tectónico en el cual se originaron.

En la Figura 19a y 19b se presentan los histogramas de frecuencia de SiO_2 para todo el conjunto litológico y las metalavas respectivamente. En el primero de ellos se observa una distribución unimodal, con el modo en la clase 45% - 50% y un rango entre 40% y 60%. En la clase 65% - 70% aparece un modo secundario con una gran dispersión alrededor de él. En el segundo gráfico la distribución es evidentemente unimodal con el modo en la clase 45% - 50% al igual que en el caso anterior y un rango entre 40% y 60%. De la comparación establecida previamente, podemos concluir que ambas poblaciones son similares, excepto que se presentan algunas muestras con alto contenido de sílice (hasta 85% SiO_2) en la Figura 19a, que pueden corresponder a rocas metasedimentarias con alto contenido de cuarzo y que han sido clasificadas como granofels e incluidas equivocadamente en el conjunto de rocas volcánicas.

La variación de concentración de Al_2O_3 en las muestras estudiadas se presenta en las Figuras 20a y 20b. El primer histograma representa nuevamente a todo el conjunto litológico, observándose en él una distribución unimodal ligeramente asimétrica, con el modo en la clase 12% - 14% y un rango entre 8% y 20% Al_2O_3 . En la Figura 20b el histograma corresponde a las metalavas, que muestran también una distribución unimodal asimétrica, ubicándose la clase modal en el mismo rango que en el caso de la Figura 21a y con una dispersión muy semejante.

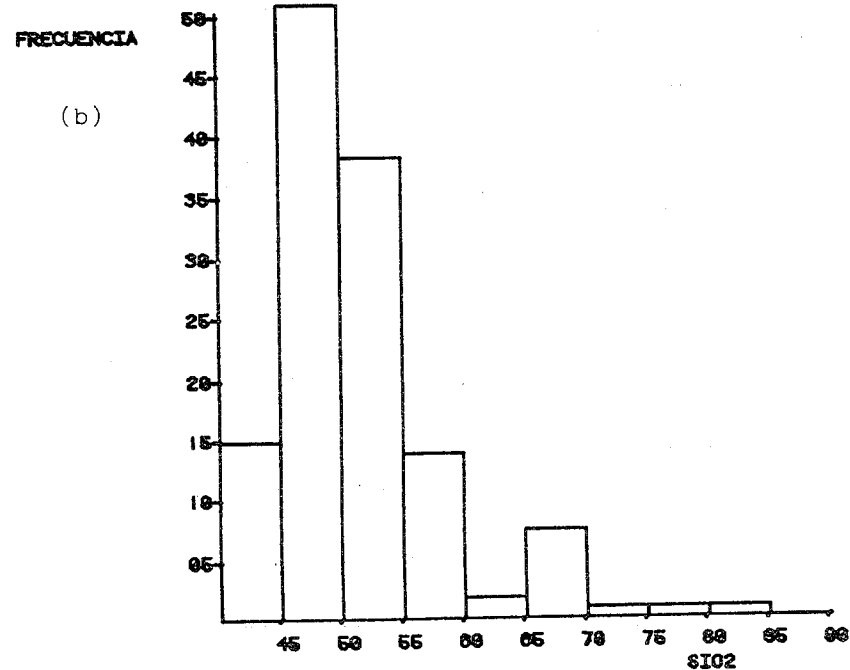
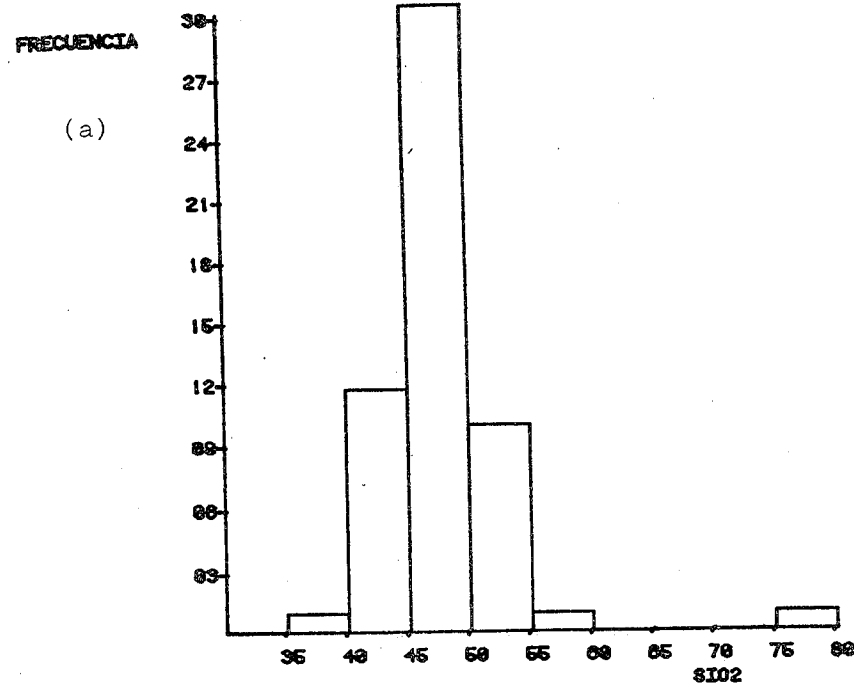


Fig. 19 Histogramas de frecuencia donde se representa la concentración de SiO_2 versus número de muestras. (a) corresponde a la totalidad de ellas, (b) corresponde a las metalavas piroxénicas (Grupo Villa de Cura)

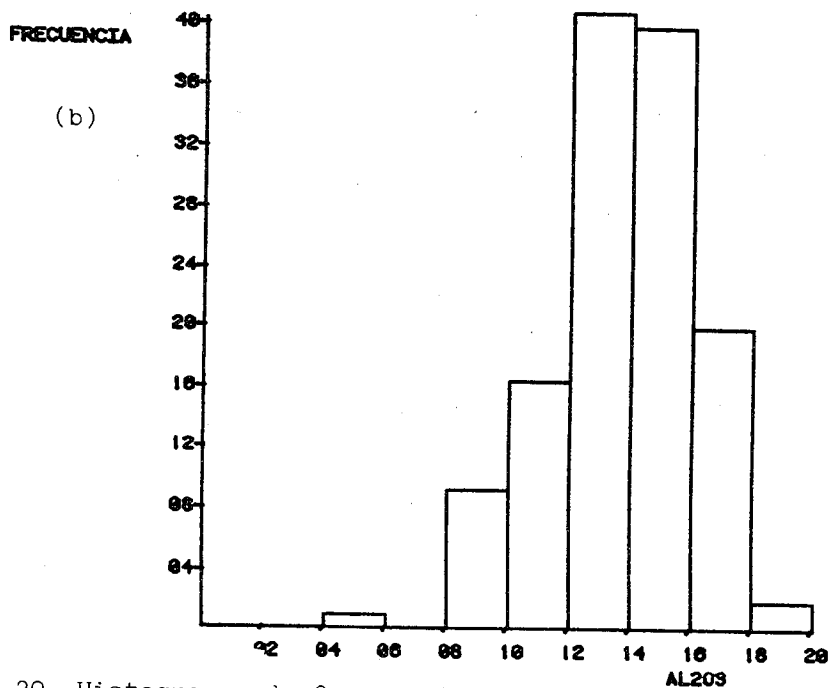
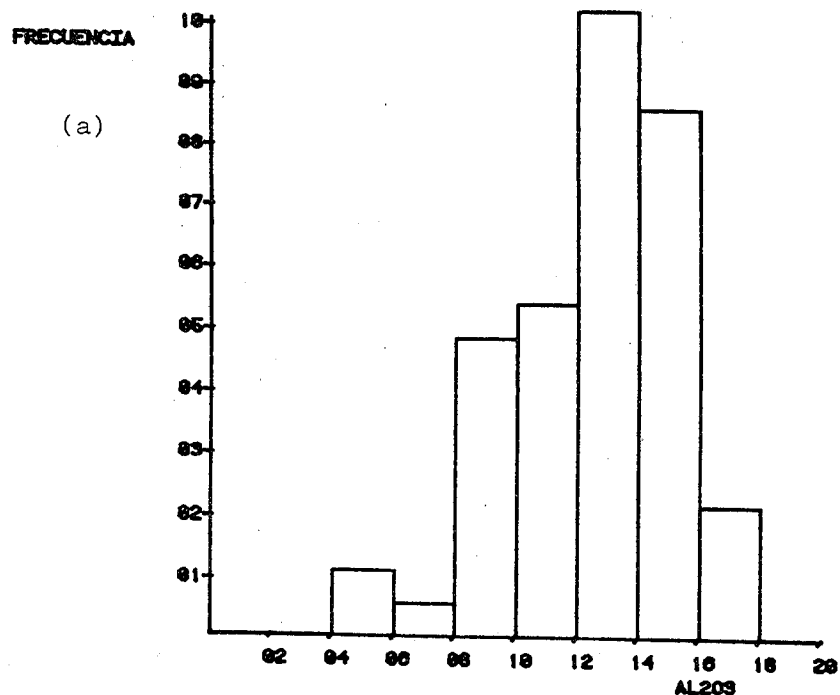


Fig. 20 Histogramas de frecuencia donde se representa le concentración de Al_2O_3 versus número de muestras. (a) corresponde a la totalidad de ellas, (b) corresponde a las metalavas piroclásticas (Grupo Villa de Guano).

La distribución de Fe_2O_3 (hierro total como óxido férrico) se indica en las Figuras 21a y 21b. El histograma de la Figura 21a corresponde a todo el conjunto de rocas volcánicas, mostrando una distribución unimodal algo asimétrica con el modo en la clase 10% - 12% y un rango composicional entre 2% y 16% Fe_2O_3 . Las metalavas muestran en el histograma de la Figura 21b una distribución claramente unimodal mejor definida, ubicándose el modo en la clase 10% - 12%. El rango composicional abarca desde 6% Fe_2O_3 hasta 16% Fe_2O_3 .

Las Figuras 22a y 22b muestran los histogramas de frecuencia para MgO . En la primera de ellas (Fig. 22a) se presenta todo el conjunto litológico, observándose una distribución unimodal asimétrica, con una mayor dispersión hacia las clases ubicadas a la derecha del modo. La clase modal es 6% - 9% y el rango total de clases va desde 1% hasta 24%. En la Figura 22b la distribución parece ser bimodal, el primer modo está bien definido en la clase 9% - 12%, el segundo modo no es tan evidente y sería en este caso más conveniente hablar de una media alrededor de 19,5% con un rango alrededor de ella desde 15% hasta 24%. Esta situación pone en evidencia la presencia de un grupo de lavas con un contenido de MgO superior al de la media general de todo el conjunto litológico.

La distribución de CaO puede observarse en las Figuras 23a y 23b. En la primera de ellas, esa distribución es unimodal asimétrica con lo que parece ser un modo secundario a la derecha del modo principal que se ubica en la clase 8% - 10% y posee un rango entre 0% y 12%. El modo secundario se ubica en la clase 14% - 16%. Una situación exactamente igual se produce en la Figura 23b que corresponde a las metalavas. Al igual que con la distribución de MgO parece existir un grupo de rocas con un contenido de CaO superior al promedio.

Los histogramas de frecuencia de distribución de Na_2O se presentan en las Figuras 24a y 24b. En la primera de ellas,

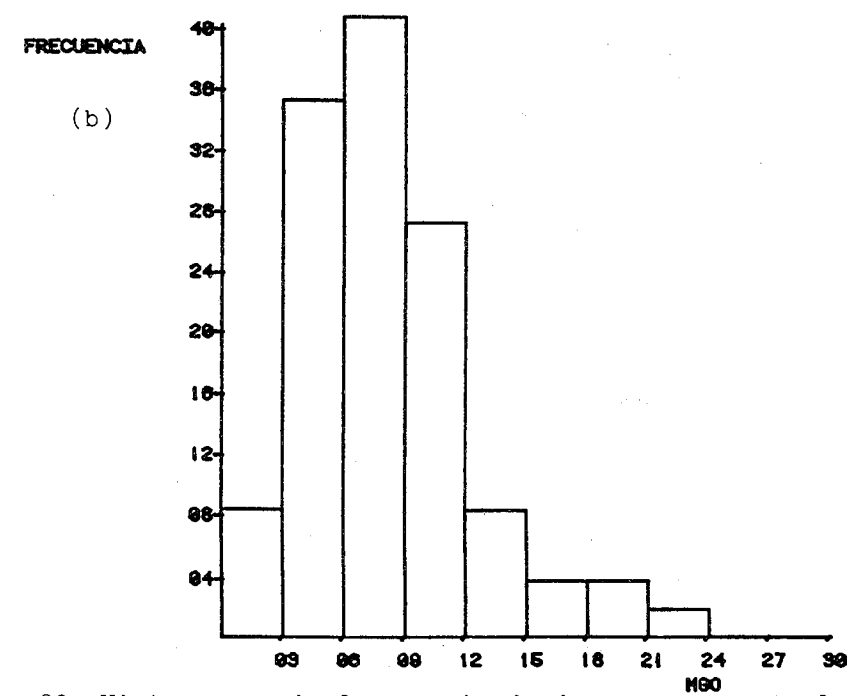
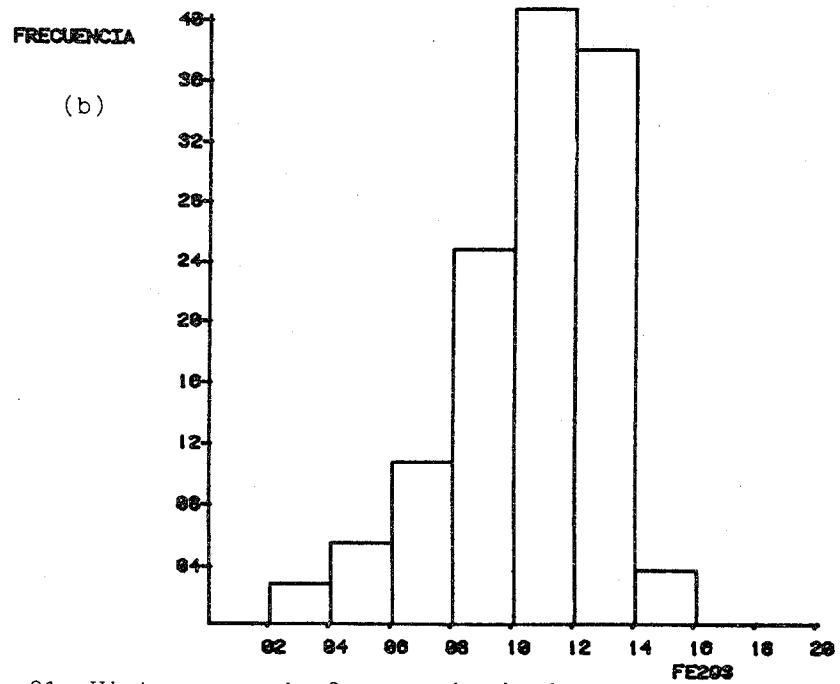
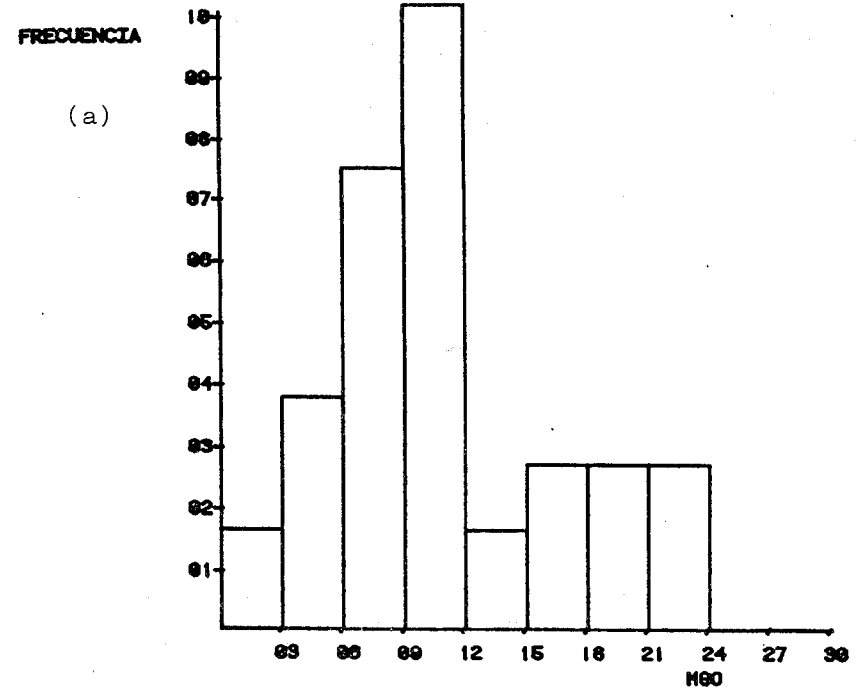
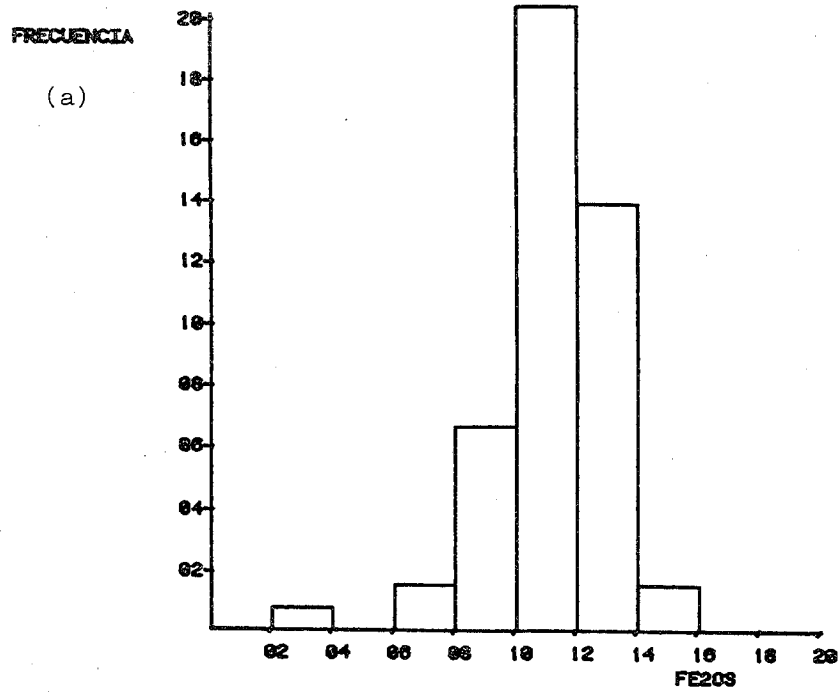


Fig. 21 Histogramas de frecuencia donde se representa la concentración de Fe_2O_3 versus número de muestras. (a) corresponde a la totalidad de ellas, (b) corresponde a las metalavas piroclásticas (Grupo Villa de Cura).

Fig. 22 Histogramas de frecuencia donde se representa la concentración de MgO versus número de muestras. (a) corresponde a la totalidad de ellas, (b) corresponde a las metalavas piroclásticas (Grupo Villa de Cura).

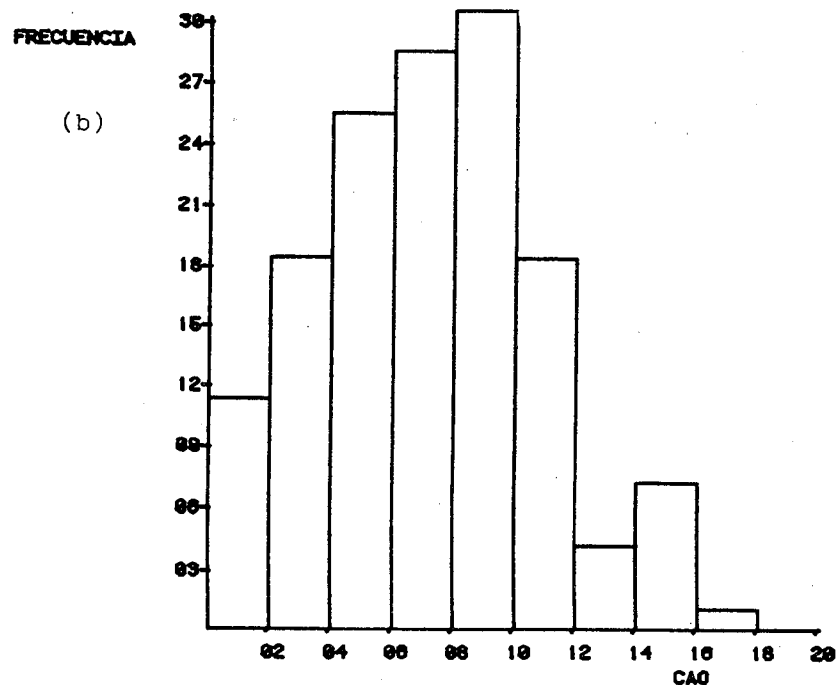
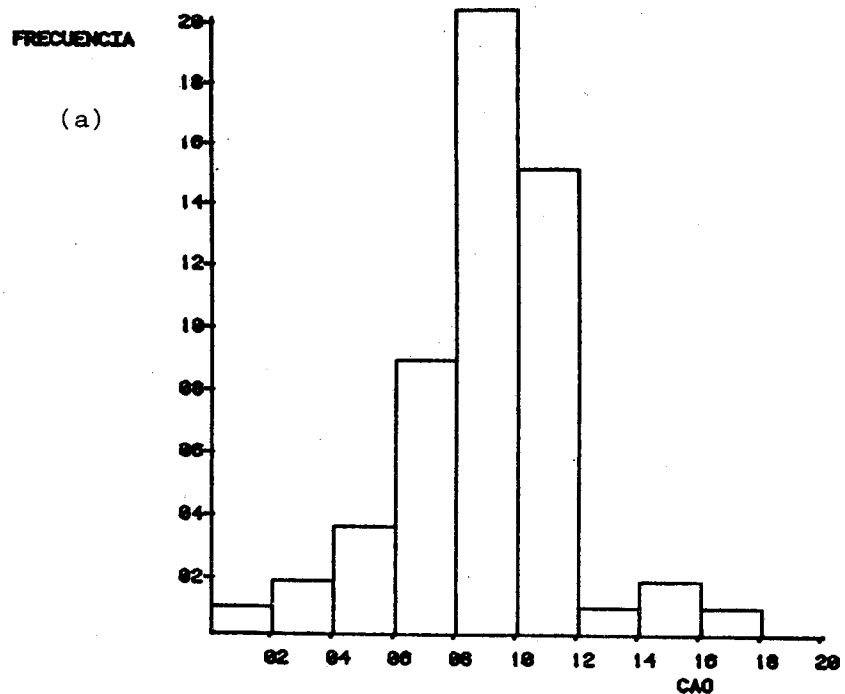


Fig. 23 Histogramas de frecuencia donde se representa la concentración de CaO versus el número de muestras. (a) corresponde a la totalidad de ellas, (b) corresponde a las metalavas piroclásticas (Grupo Villa de Guano).

como en los casos anteriores, se muestra el correspondiente a todo el conjunto de rocas volcánicas, notándose una distribución unimodal ligeramente asimétrica con el modo ubicado en la clase 2% - 3% y un rango entre 0% Na₂O y 8% Na₂O. En la Figura 24b la distribución correspondiente a las lavas, es fuertemente asimétrica con el modo en la clase 1% - 2% con un rango entre 0% y 7% pero con un mayor número de muestras concentradas hacia los valores bajos de Na₂O. La distribución de K₂O en todo el conjunto litológico estudiado y en las metalavas respectivamente, es presentada en los histogramas de las Figuras 25a y 25b, en ambos casos el comportamiento es similar y la distribución es unimodal asimétrica, con el modo en la clase de 0% a 1% y un rango de 0% hasta 4% en el caso de las lavas y hasta 6% en el caso de toda la población.

De forma similar a la anterior, se comporta el TiO₂ tal como puede observarse en las Figuras 26a y 26b. Los histogramas muestran distribuciones unimodales asimétricas con ambos modos en la clase 0% - 1% y un rango de 0% hasta 2% en las lavas y hasta 3% si tomamos la totalidad de las rocas volcánicas.

El MnO presenta también una distribución unimodal, pero a diferencia con los otros dos óxidos previamente estudiados, se observan muestras con valores de concentración de MnO inferiores y superiores al modo, tal como se puede ver en las Figuras 27a y 27b. La clase modal en ambos casos es la 0,1% - 0,2% y el rango para las lavas es de 0,0% hasta 0,3% mientras que para la totalidad de las rocas, alguna muestra llega hasta 0,4% MnO.

En el caso del P₂O₅ tampoco se encuentra una diferencia apreciable en la distribución que presentan las lavas en comparación con la que presentan todas las rocas en conjunto tal como se desprende del análisis de las Figuras 28a y 28b. Ambas distribuciones son unimodales con las clases modales ubicadas entre 0,1% y 0,2%. Los rangos de concentración son

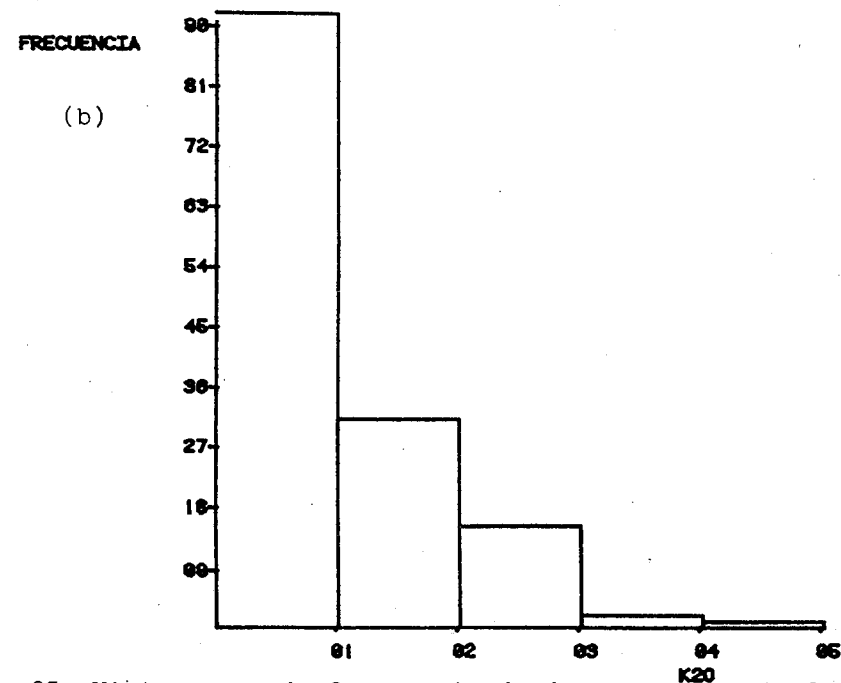
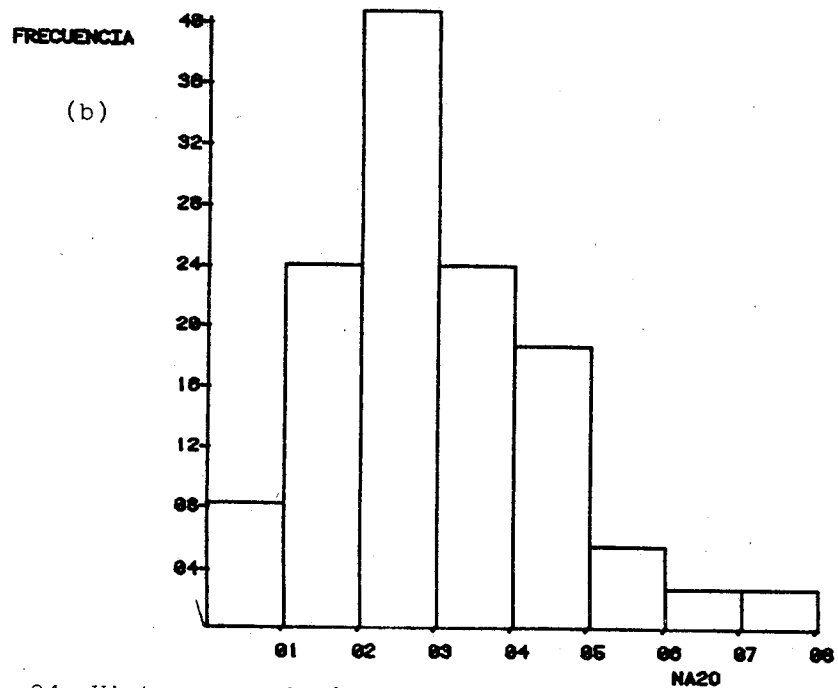
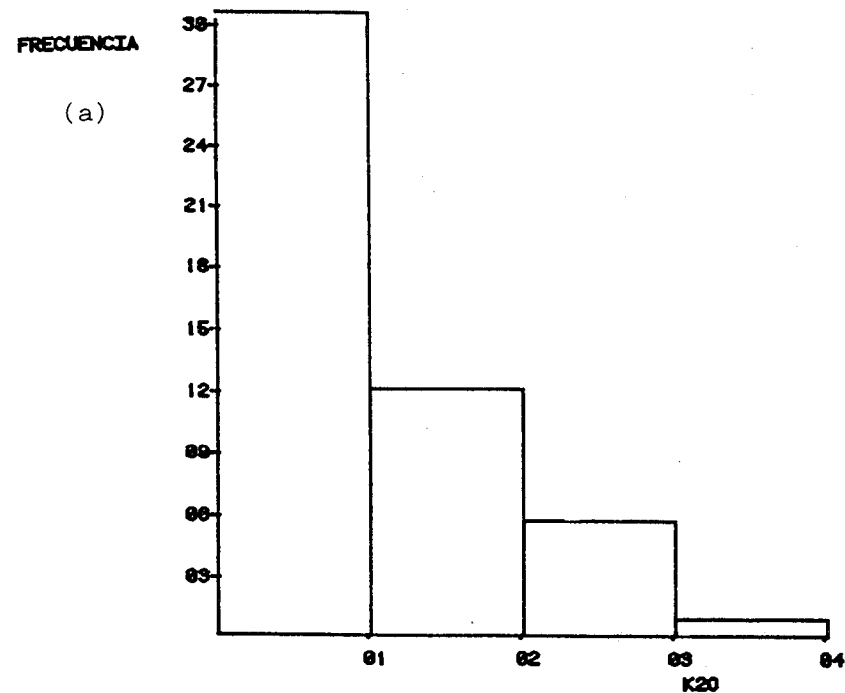
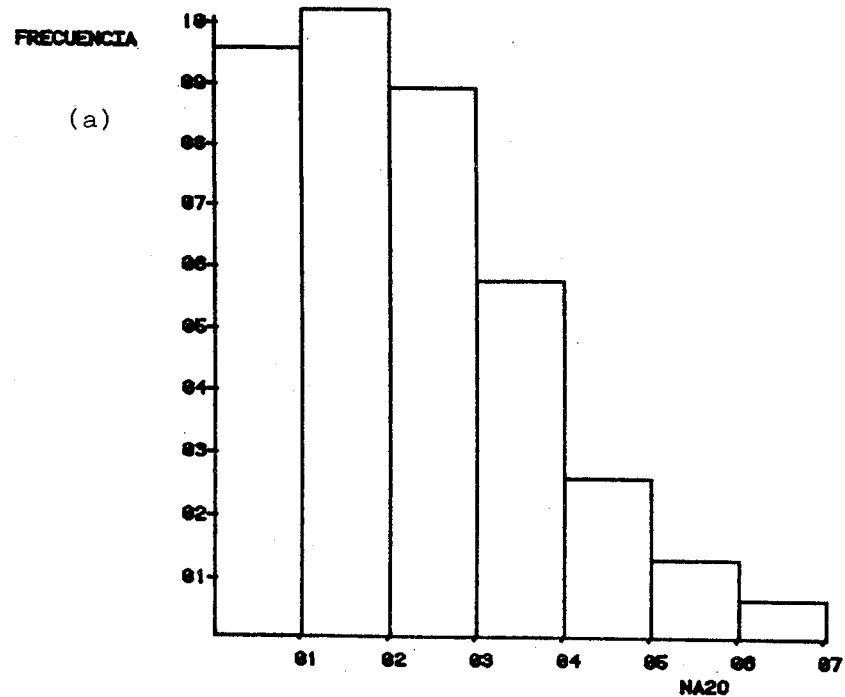


Fig. 24 Histogramas de frecuencia donde se representa la concentración de Na_2O versus número de muestras. (a) corresponde a la totalidad de ellas, (b) corresponde a las metalavas piroxénicas (Grupo Villa de Guano).

Fig. 25 Histogramas de frecuencia donde se representa la concentración de K_2O versus número de muestras. (a) corresponde a la totalidad de ellas, (b) corresponde a las metalavas piroxénicas (Grupo Villa de Guano).

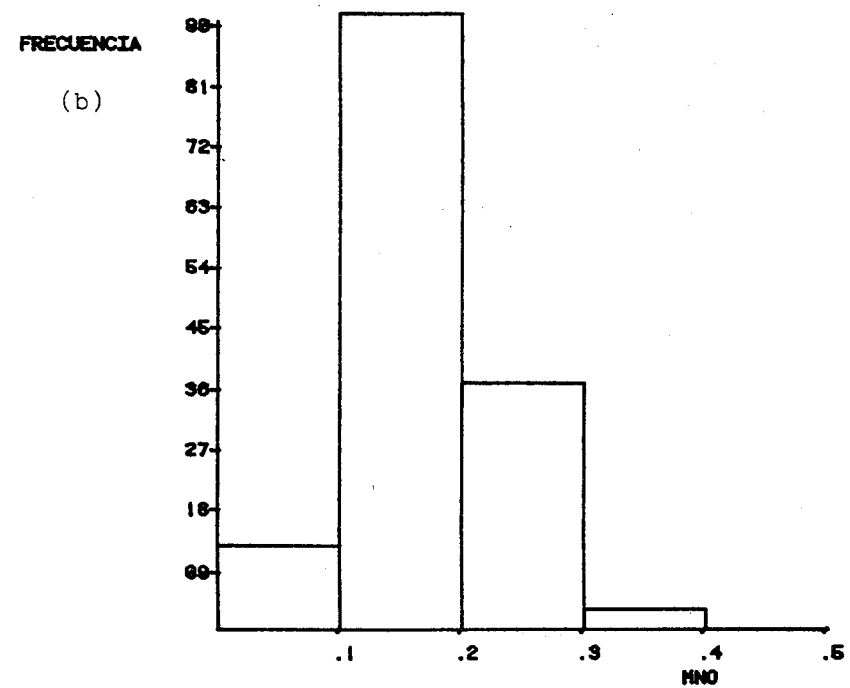
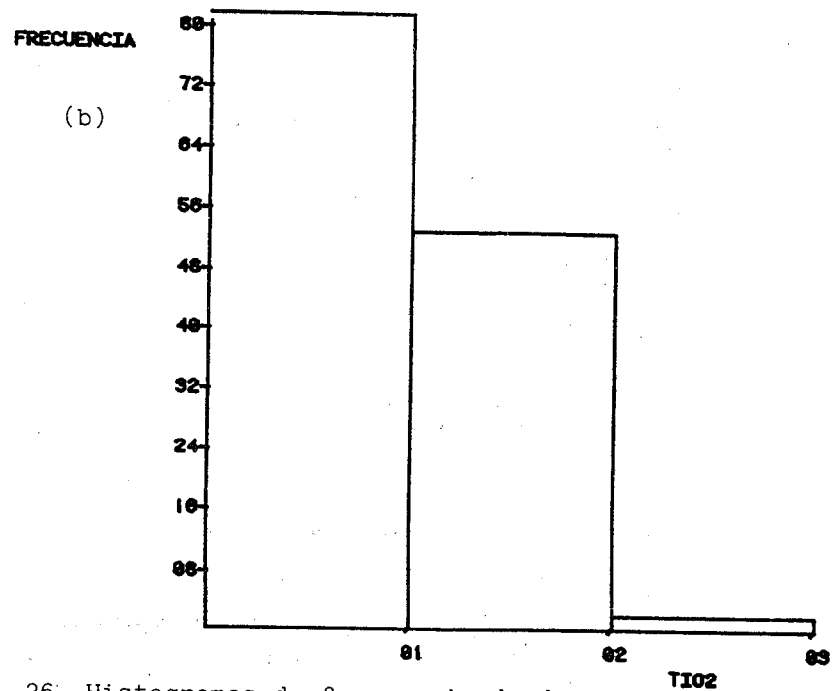
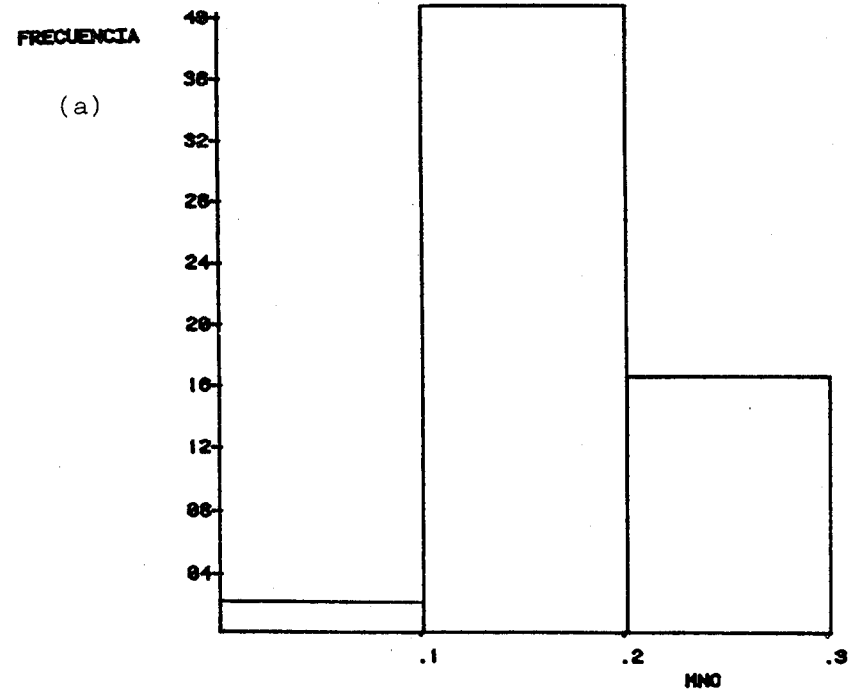
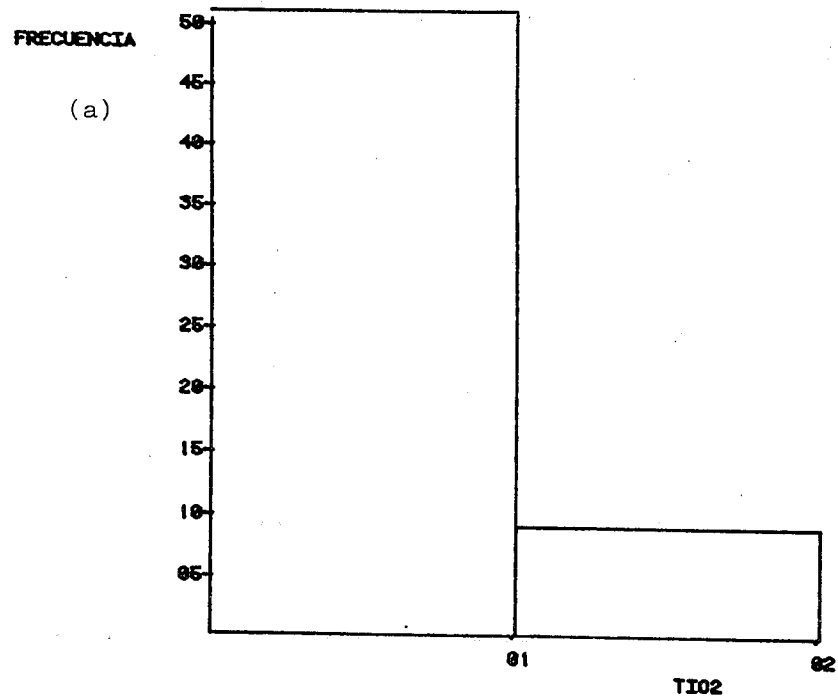


Fig. 26 Histogramas de frecuencia donde se representa la concentración de TiO_2 versus número de muestras. (a) corresponde a la totalidad de ellas, (b) corresponde a las metalavas piroxénicas (Grupo Villa de Cura)

Fig. 27 Histogramas de frecuencia donde se representa la concentración de MnO versus número de muestras. (a) corresponde a la totalidad de las muestras, (b) corresponde a las metalavas piroxénicas (Grupo Villa de Cura)

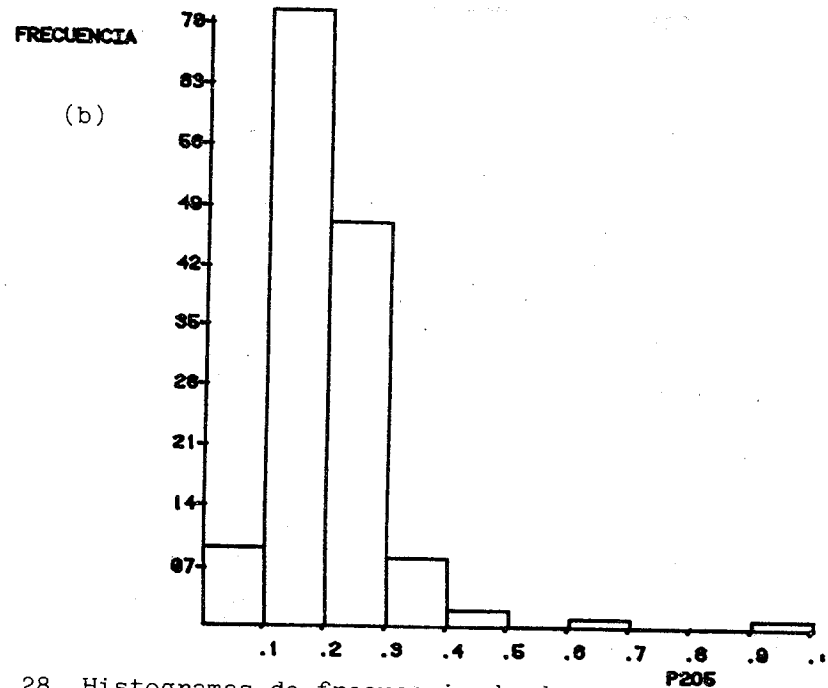
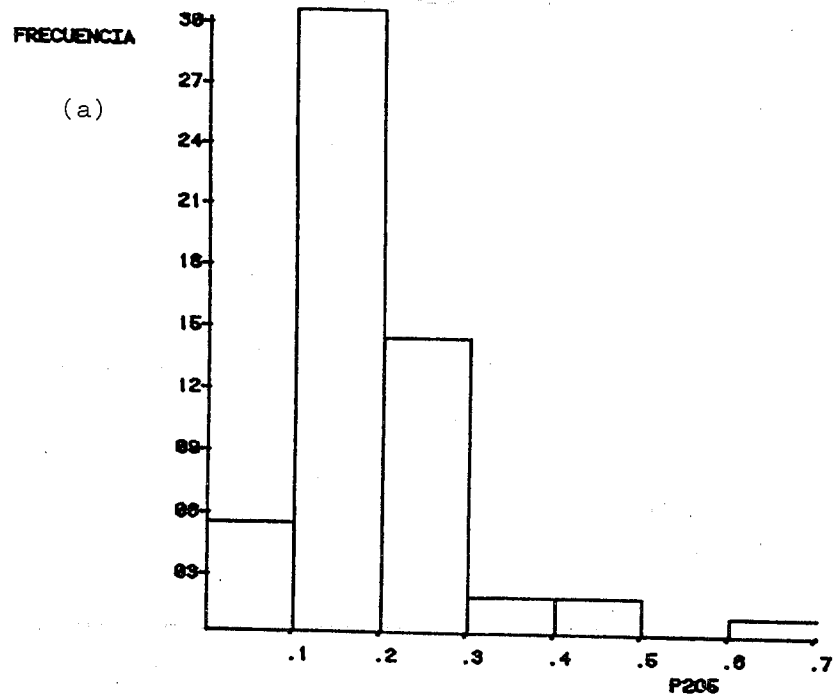


Fig. 28 Histogramas de frecuencia donde se representa la concentración de P₂O₅ versus número de muestras. (a) corresponde a la totalidad de ellas, (b) corresponde a las metalavas piroxénicas (Grupo Villa de Cura).

también similares (0,0% - 0,5%).

Adicionalmente a los elementos (en forma de óxidos), cuya distribución se ha analizado, es interesante observar la Figura 29 donde se presenta la distribución del contenido de volátiles (H₂O, CO₂, etc), la cual también es básicamente unimodal con el modo en la clase 2% - 4% y un rango entre 0,8% y 10% de volátiles aunque existen algunas muestras con contenidos superiores.

Por lo expuesto podemos concluir que no existen diferencias fundamentales en la forma como se distribuyen los elementos analizados entre las metalavas y entre el conjunto de rocas metavolcánicas en las que se incluyen también aquellas, razón esta por lo que en análisis posteriores se podrá utilizar la totalidad del conjunto litológico, sin embargo, en algunos casos de importancia, se analizaran también por separado aquellas rocas consideradas como metalavas.

En la Tabla 5 se presentan los promedios, desviaciones típicas y rangos de variación para cada uno de los óxidos analizados en las rocas volcánicas.

| OXIDOS | PROMEDIO | DESVIACION TIPICA | RANGO |
|--------------------------------|----------|-------------------|-----------------|
| SiO ₂ | 51,4 % | 6,8 % | 81,2 % - 40,5 % |
| Al ₂ O ₃ | 13,7 % | 2,4 % | 18,2 % - 5,5 % |
| Fe ₂ O ₃ | 10,5 % | 2,5 % | 15,2 % - 3,0 % |
| MgO | 8,1 % | 4,2 % | 22,8 % - 0,93% |
| CaO | 7,3 % | 3,6 % | 15,8 % - 0,13% |
| Na ₂ O | 3,0 % | 1,5 % | 7,67% - 0,18% |
| K ₂ O | 0,93% | 0,9 % | 5,00% - 0,01% |
| TiO ₂ | 0,96% | 0,4 % | 2,10% - 0,25% |
| MnO | 0,17% | 0,06% | 0,50% - 0,03% |
| P ₂ O ₅ | 0,20% | 0,10% | 0,92% - 0,05% |

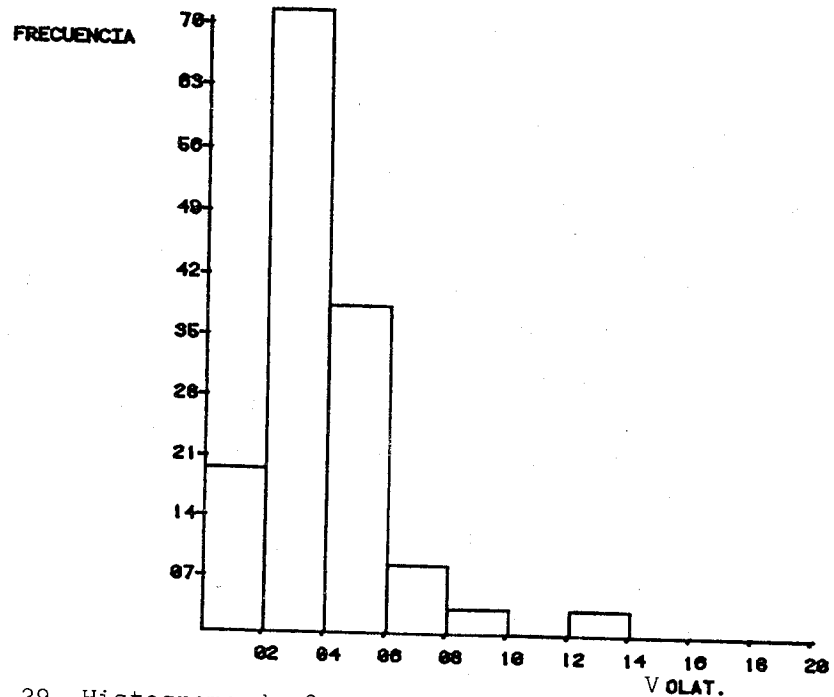


Fig. 29 Histograma de frecuencia donde se representa la variación del contenido de volátiles de las rocas del Grupo Villa de Cura versus el número de muestras.

4.5 Series magmáticas de las rocas metavolcánicas

El estudio de cualquier grupo de rocas volcánicas, han yan estas sufrido metamorfismo o no, debe llevarnos en primer lugar a definir la series magmática a la que ese grupo de rocas pertenece. En este sentido, podemos comenzar diciendo que las rocas volcánicas pueden clasificarse en dos grandes grupos de acuerdo a su contenido de alcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$): las series de las rocas alcalinas y la de las rocas subalcalinas o no alcalinas. La división entre los dos grupos se hace en un diagrama binario, donde se grafica el contenido de alcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) versus el contenido de sílice (SiO_2). En diagramas de este tipo, varios autores, entre ellos Mac DONALD y KATSURA (1964) KUNO (1968) e IRVINE y BARAGAR (1971) han definido líneas para separar los campos correspondientes a las rocas alcalinas y no-alcalinas, sin embargo, SCHWARZER y ROGERS (1974) consideran que aunque esas líneas fueron contruídas usando datos de diferentes áreas, son bastante similares entre sí. Adicionalmente, SAGGERSON y WILLIAMS (1964) dividen el campo de las rocas alcalinas en el de las fuertemente alcalinas y medianamente alcalinas, tal como se muestra en la Figura 30.

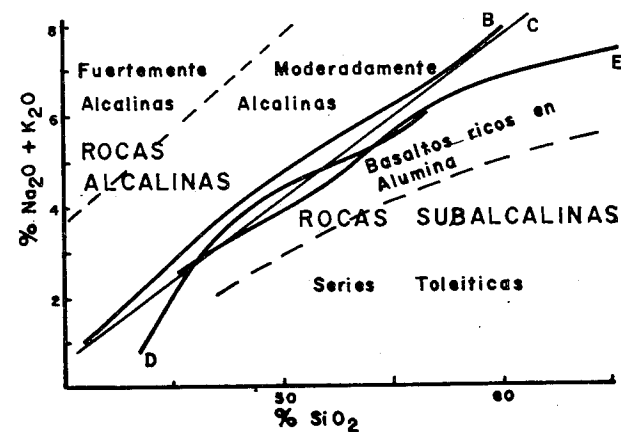


Fig. 30 Gráfico de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2 donde se muestran los campos de las rocas alcalinas y no-alcalinas, Según SCHWARZER y ROGERS (1974). Línea B (IRVINE y BARAGAR, 1971). Línea C (Mac DONALD y KATSURA, 1964). Línea D (HYNDMAN, 1972). Línea E (KUNO, 1968).

Con el fin de determinar el grado de alcalinidad de las rocas estudiadas, se elaboró para ellas un gráfico de los contenidos de alcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) versus el contenido de sílice (SiO_2), el cual se presenta en la Figura 31. En el gráfico se presentan además las líneas y campos mencionados previamente.

Como se puede notar en la Figura 31, un número considerable de muestras se ubica en ambos campos (alcalino y no-alcalino), observándose además una notable dispersión de puntos. Tomando en cuenta la línea de separación entre los campos de las rocas alcalinas y sub-alcalinas propuesta por IRVINE y BARAGAR (1971), la mayoría de las rocas se ubican en el campo no-alcalino, quedando un número pequeño, en el campo de las rocas moderadamente alcalinas. Es de considerar sin embargo, que tanto el contenido de sílice de una roca, como el de alcalis, constituyen por sí solos, índices de fraccionamiento, debiendo esos contenidos aumentar a medida que aumenta el grado del mismo, lo que debería dar como resultado la existencia de una relación lineal entre ambos. El alto contenido de alcalis de algunas de las muestras, tal como se evidencia en la Figura 31, sin un aumento correspondiente del contenido de sílice, hace suponer que las rocas se han enriquecido en alcalis por algún proceso post-magmático (magmático (meteorización submarina, metamorfismo, etc), razón por la cual la mayoría de las muestras que aparecen en el campo de las series alcalinas del gráfico considerado, pueden haber tenido una proporción de alcalis original muy inferior al actual. En este sentido, en la Figura 32 se presenta un diagrama de $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ versus $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ el cual según MIYASHIRO (1975) es de ayuda al clarificar la naturaleza y extensión de la migración de alcalis en rocas máficas metamorfozadas. La línea V-V' del diagrama, corresponde al límite inferior del campo de las rocas cuya composición (contenido de alcalis) es debida a algún cambio post-magmático. Según MIYASHIRO (1975) la elevada relación $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ de aquellas rocas que se ubican por encima de la línea V-V' es debida fundamentalmente a meteori-

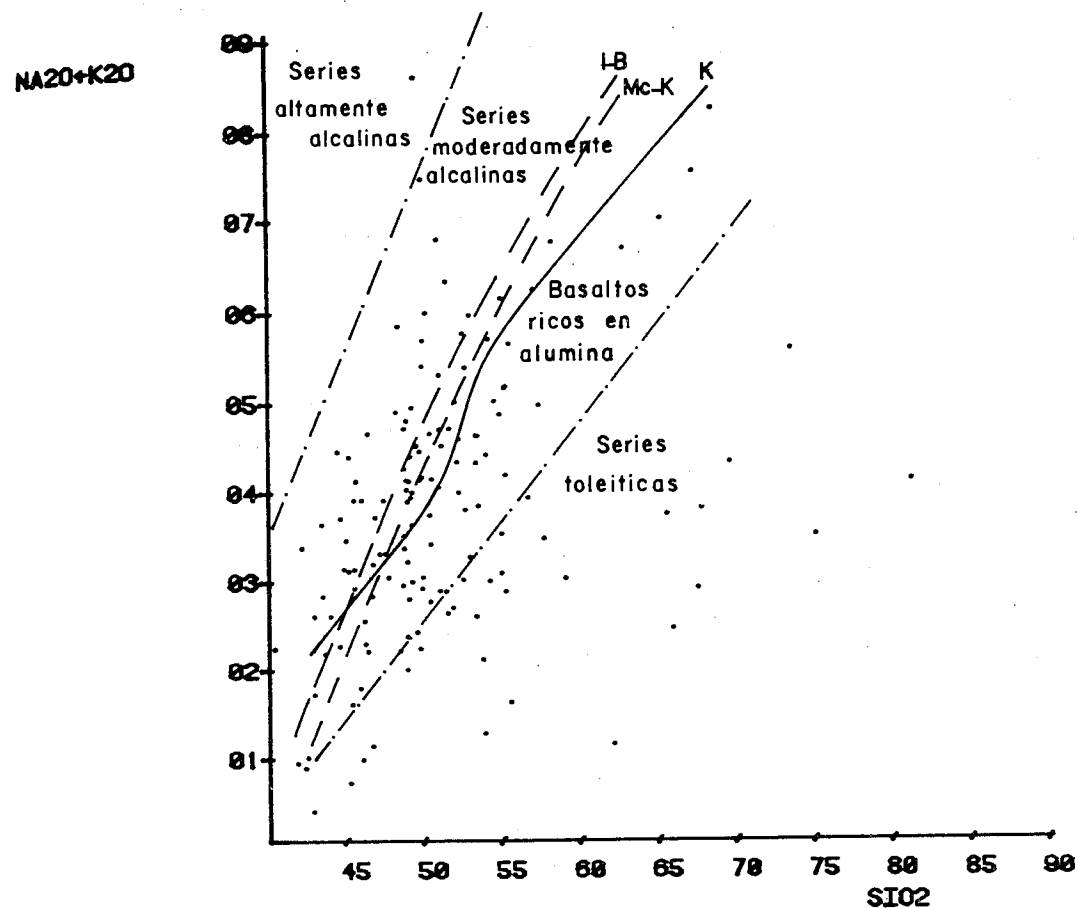


Fig. 31 Gráfico $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ - SiO_2 para las rocas del Grupo Villa de Cura. Las líneas de trazos y puntos separan los campos señalados según SCHWARZER y ROGERS (1974). Las demás líneas separan el campo de las rocas alcalinas del de las no-alcalinas, según IRVINE y BARAGAR (1971) (I-B); Mac DONALD y KATSURA (1964) (Mc-K) y KUNO (1968) (K).

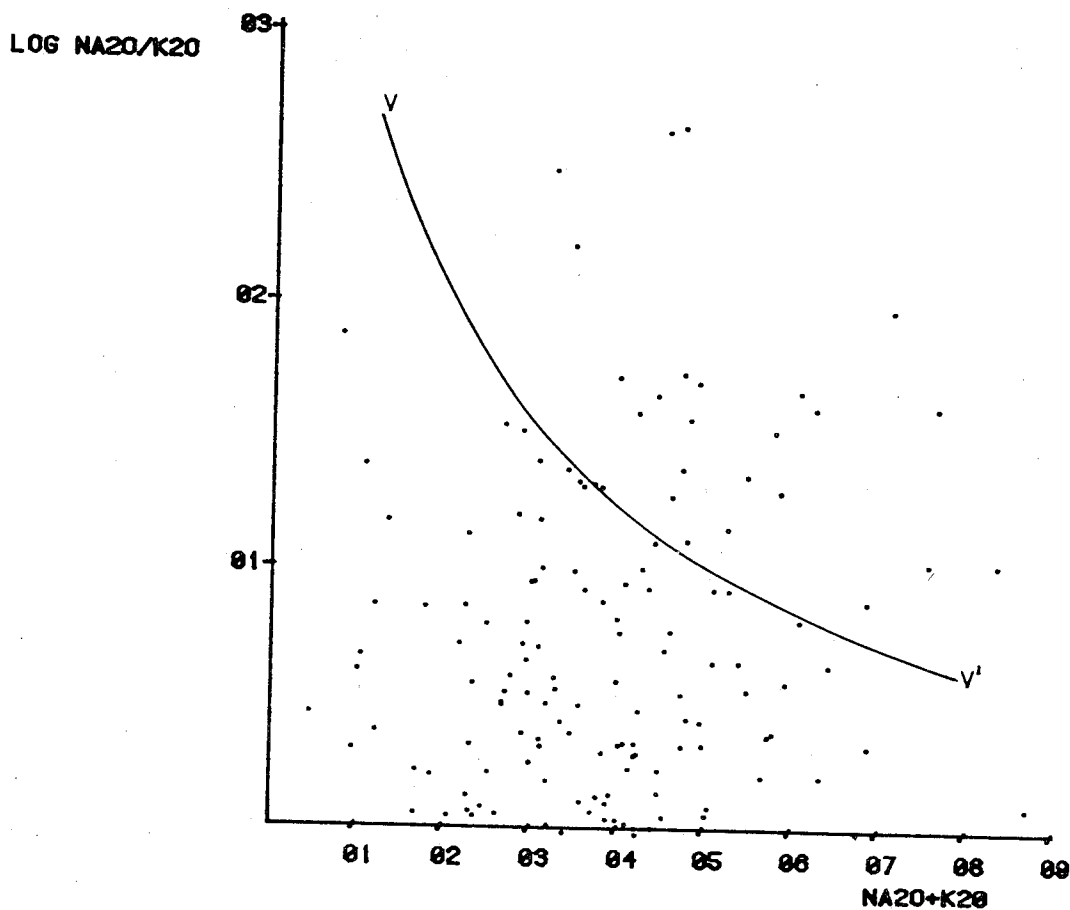


Fig. 32 Gráfico Log $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ - $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ para las rocas del Grupo Villa de Cura. La línea V-V' señala el límite de las rocas alteradas por procesos post-magmáticos, según MIYASHIRO (1975).

zación y/o metamorfismo. Comparando las Figuras 31 y 32 observamos que casi el mismo número de muestras que se ubican en el campo de las rocas alcalinas en la primera, grafican por encima de la línea V-V' en la segunda, por lo que es posible asumir que el elevado contenido de alcalis de esas muestras pudo haber sido adquirido mediante procesos post-magmáticos y en tal sentido, no se trata de basaltos alcalinos originales sino que por el contrario, se trata de rocas que pertenecen muy probablemente a las series no-alcalinas.

Es importante notar que el gráfico de la Figura 32 es útil para establecer si la composición química de algunas rocas ha sido modificada por el aumento en el contenido de Na_2O o disminución en el contenido de K_2O (en ambos casos se provoca un aumento en la relación $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$). Esas dos situaciones se dan durante el proceso llamado metamorfismo de piso oceánico (MIYASHIRO, 1975). Sin embargo, aumento en el contenido de K_2O no se refleja de la misma forma en el citado gráfico, aunque parecería ser que durante el proceso de meteorización submarina este es el caso.

Resulta claro por lo expuesto con anterioridad, que el contenido total de alcalis de rocas volcánicas submarinas es susceptible de modificación (principalmente aumento) por los procesos de metamorfismo de bajo grado y meteorización submarina, procesos para los que los alcalis son extremadamente móviles. MIYASHIRO (1975) apunta una situación similar a la aquí planteada para las metabasitas de los terrenos metamórficos de Sambagawa (Japón) y Franciscano (California).

Evidencia adicional en favor del carácter no-alcalino de la mayoría de las rocas volcánicas estudiadas está dada por las Figuras 33 y 34. En la primera de ellas se grafica el contenido de P_2O_5 versus el de Zr. Estos dos elementos junto con Ti, Y, Nb y Tierras Raras se han empleado con éxito en la caracterización tectónica de ciertos basaltos (FLOYD y WINCHESTER, 1975) ya que son considerados como inmóviles durante la alteración (CANN, 1970; NICHOLLS y ISLAM,

P205

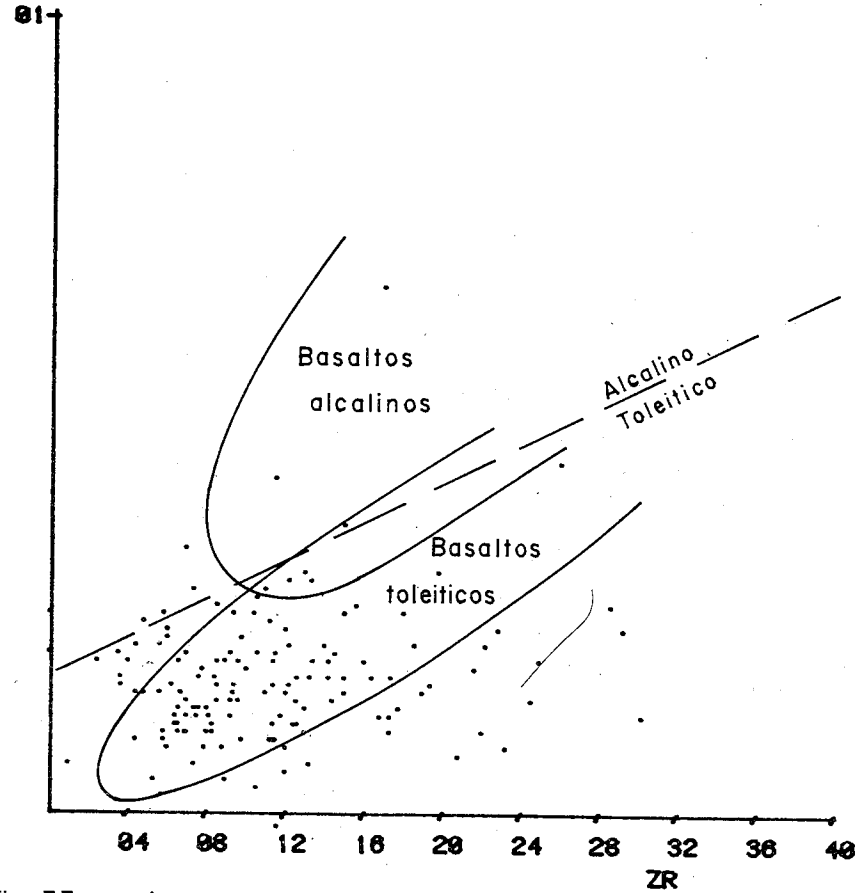


Fig. 33 Gráfico P_{205} - Zr para las rocas del Grupo Villa de Cura. La línea de trazos marca la separación entre los campos de los basaltos toleíticos y los basaltos alcalinos (WINCHESTER y FLOYD, 1975). Las líneas continuas señalan los campos correspondientes a los tipos de rocamencionados, propuestos por FLOYD y WINCHESTER (1975).

TI02

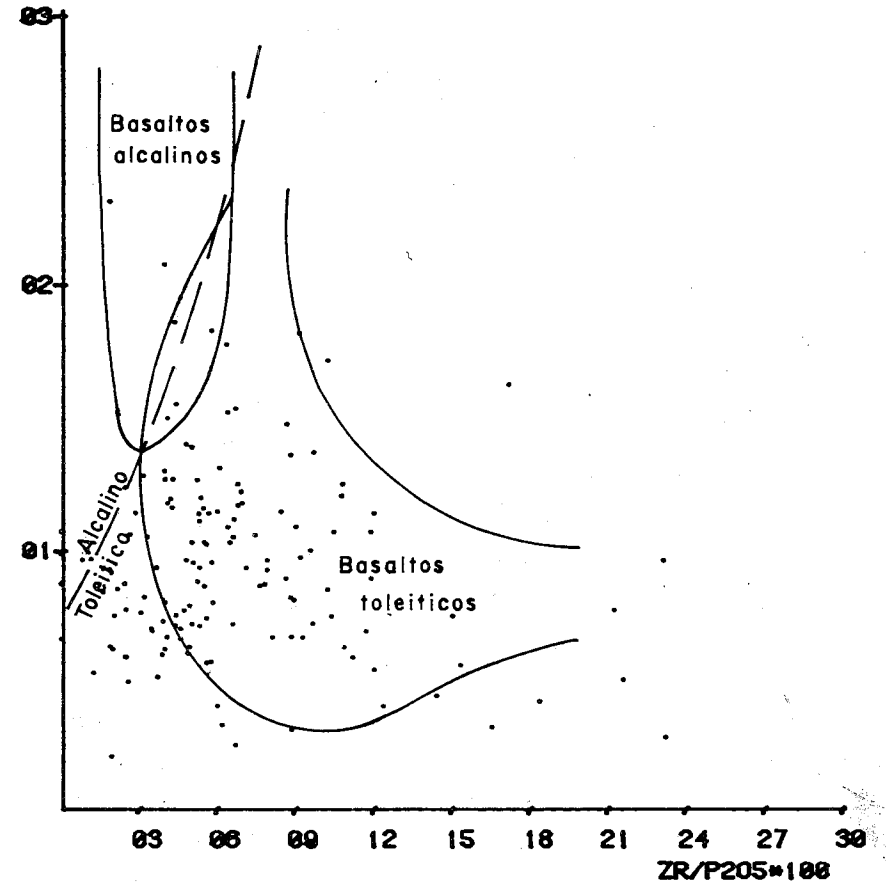


Fig. 34 Gráfico P_{205} - Zr/P_{205} para las rocas del Grupo Villa de Cura. La línea de trazos señala la separación entre los campos toleítico y alcalino, según WINCHESTER y FLOYD (1975). Las líneas continuas marcan los campos correspondientes a basaltos alcalinos y basaltos toleíticos, según FLOYD y WINCHESTER (1975).

(1971). Como puede observarse en dicho gráfico la casi totalidad de las rocas se ubica en el campo de las toleitas definido por FLOYD y WINCHESTER (1975, 1976), mostrando un contenido de P_2O_5 muy inferior al correspondiente a los basaltos alcalinos que según MIYASHIRO (1978) debe estar entre 0,04% y 1,42%. La Figura 34 muestra la variación en el contenido de TiO_2 versus la relación Zr/TiO_2 , también propuesta por FLOYD y WINCHESTER (1975, 1976) para discriminar entre basaltos alcalinos y no-alcalinos. Al igual que en el caso anterior, casi la totalidad de las muestras se ubica en el campo de los basaltos no-alcalinos (toleíticos en este caso). Los contenidos de TiO_2 son también muy inferiores a los señalados por MIYASHIRO (1978) para basaltos alcalinos, en los que la concentración de este óxido presenta un rango entre 1,7% y 4,5%.

De acuerdo con WINCHESTER y FLOYD (1977) la relación Zr/TiO_2 puede usarse como un índice de diferenciación relativamente sensible, debido a su progresivo aumento con la diferenciación de un magma basáltico. Sin embargo, este aumento en la relación Zr/TiO_2 es más marcado en las rocas alcalinas, reflejando la alta concentración de Zr en este tipo de roca. En la Figura 35 se grafica el contenido de SiO_2 versus la relación Zr/TiO_2 para las rocas estudiadas, señalándose además en la misma figura los campos correspondientes a las rocas alcalinas y no alcalinas propuestos por los autores antes citados, resultando evidente el carácter no-alcalino de las rocas estudiadas, aunque aparecen algunos puntos en los campos de los basaltos alcalinos y basanitas, por lo que no es de excluir totalmente la posibilidad de que entre las rocas estudiadas se presenten algunos basaltos alcalinos. Puede observarse además una serie de puntos que se acumulan en un campo que podría corresponder al de los basaltos alcalinos, si extendemos las líneas que limitan los campos correspondientes, sin embargo, en el gráfico original propuesto por WINCHESTER y FLOYD (1977) en ese sector se ubican tanto basanitas, como basaltos toleíticos ricos en alúmina.

SiO₂

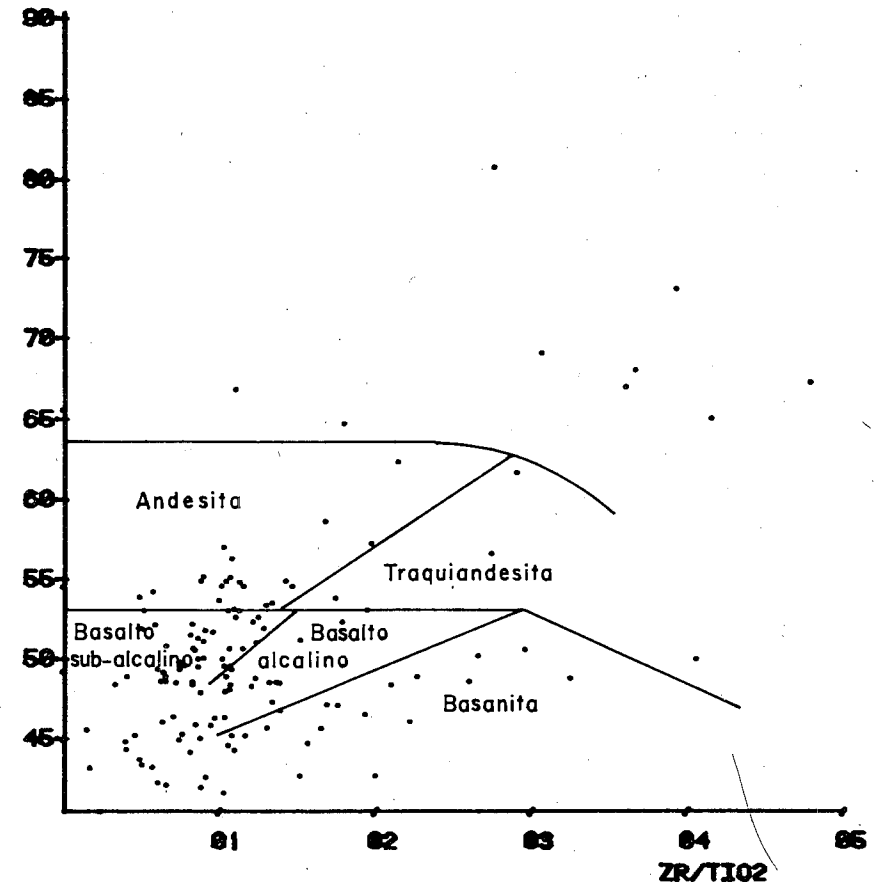


Fig. 35 Gráfico SiO_2 - Zr/TiO_2 para las rocas del Grupo Villa de Cura. Los campos correspondientes a los distintos tipos de roca son según WINCHESTER y FLOYD (1977).

Dentro del campo de las rocas no-alcalinas, tal como ya se ha mencionado, se pueden distinguir dos series de rocas en las que el comportamiento de ciertos elementos durante la cristalización fraccionada, difiere notablemente. Las series toleíticas se caracterizan por un leve aumento en el contenido de SiO_2 con la cristalización fraccionada, mientras que en el caso de las series calco-alcalina el aumento en el contenido de sílice es mucho más rápido. Considerando que la relación FeO^*/MgO aumenta también con el fraccionamiento, en un gráfico como el de la Figura 36 de SiO_2 versus FeO^*/MgO podemos observar el diferente comportamiento de las rocas volcánicas de las series toleítica y calco-alcalina. La pendiente de la línea que se obtiene al graficar las variables antes mencionadas para un conjunto de rocas volcánicas, debe ser baja para el caso de rocas de la serie toleítica y alta para las calco-alcalinas, poniéndose en evidencia de esta forma lo indicado previamente, del rápido aumento en SiO_2 con el fraccionamiento para las rocas de la serie calco-alcalinas y un aumento lento del mismo para rocas de la serie toleíticas. En la Figura 35 además de los puntos que representan las rocas estudiadas, se presentan dos líneas que corresponden a una serie toleítica típica (Skaergaard) y a una serie calco-alcalina típica (Amagi). La línea de trazos interrumpidos sirve de guía para separar el campo de las series toleíticas (pendiente menor que la línea) del de las series calco-alcalinas (pendiente mayor que la línea). De acuerdo con MIYASHIRO (1975) para valores de FeO^*/MgO superiores a 2,0 rocas de las series toleíticas o calco-alcalinas, se ubican en el lado inferior o superior respectivamente de la línea antes citada. Sin embargo, para valores de FeO^*/MgO inferiores a 2,0 esa línea no es el límite entre las series. En este caso las rocas que se ubican encima de la línea son toleíticas, rocas alcalinas o rocas cuya composición ha sido modificada fuertemente por migración química (MIYASHIRO, 1975). Observando la figura, sin embargo, parecen emerger dos tendencias. Una representada

SI02

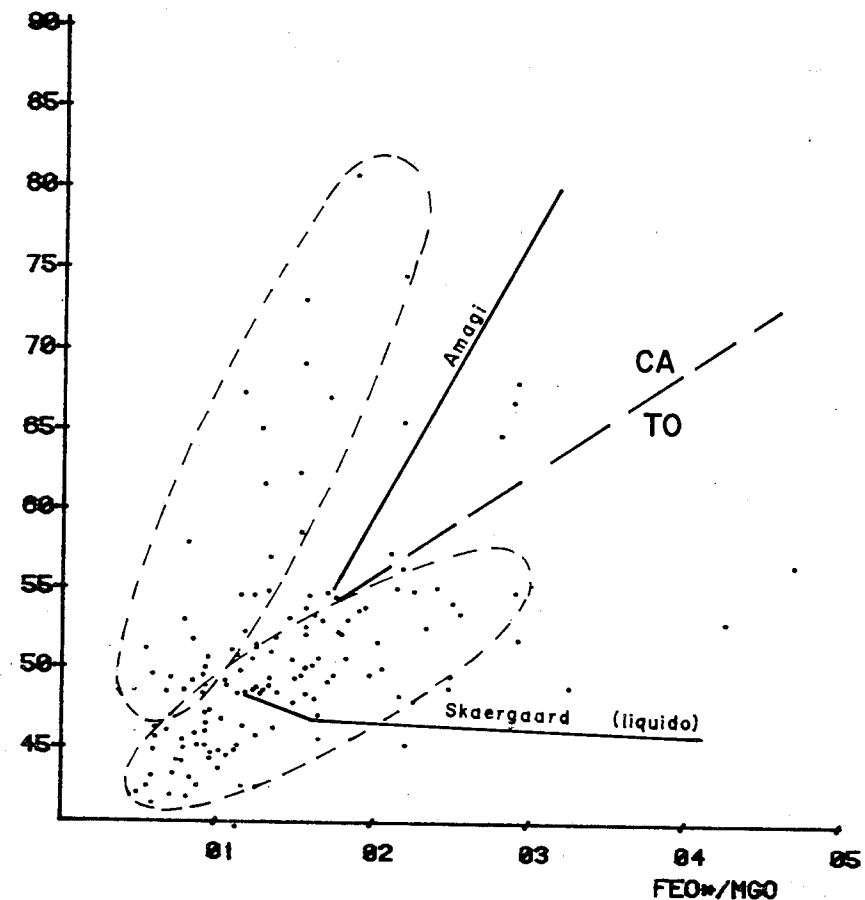


Fig. 36 Gráfico SiO_2 - FeO^*/MgO para las rocas del Grupo Villa de Cura. La línea de trazos, separa los campos toleítico y calco-alcalino (MIYASHIRO, 1974). Las líneas con trazo continuo corresponden a las tendencias de las rocas volcánicas de Amagi (serie calco-alcalina típica) y Skaergaard (liquido), (serie toleítica típica), según el mismo autor.

por un pequeño número de muestras y cuya pendiente es alta (paralela a la línea que representa la tendencia Amagi), lo que caracteriza a las series calco-alcalinas. La gran mayoría de las muestras se agrupan definiendo una tendencia cuya pendiente es menor que la anterior e inferior a la de la línea que separa los campos, por lo que puede considerarse como fundamentalmente toleítica. A manera de comparación con situaciones presentadas en localidades geológicas con problemas similares, MIYASHIRO (1975) muestra un gráfico similar para rocas volcánicas del Franciscano (California) en donde se observa una situación similar y el mismo autor asevera que no existen rocas evidentemente de la series calco-alcalinas en terrenos metamórficos de alta presión.

En la Figura 37 se graficó la relación FeO^*/MgO versus el contenido de FeO^* (hierro total como FeO) de las rocas. Este gráfico, al igual que el anterior permite discriminar entre aquellas rocas pertenecientes a la serie toleítica de aquellas de la serie calco-alcalina. Nuevamente aparece la limitación de que para las muestras estudiadas la relación FeO^*/MgO es inferior a 2,0 lo que inutiliza la línea que separa ambos campos en el gráfico y que fue propuesta por MIYASHIRO (1973), sin embargo, como en el caso de la Figura 36, emergen dos tendencias, una de ellas constituida por la mayoría de las rocas, para la cual la relación FeO^*/MgO aumenta al aumentar el contenido de FeO^* , lo que representa una tendencia típicamente toleítica (MIYASHIRO, 1973b, 1974, 1975). La segunda tendencia constituida por un limitado número de muestras, presenta una disminución de la relación FeO^*/MgO al aumentar el contenido de FeO^* lo que para el mismo autor representa una serie típicamente calco-alcalina.

Otra característica distintiva utilizable para discriminar entre las series antes mencionadas, consiste en observar el cambio del contenido de TiO_2 con el fraccionamiento, tal como puede observarse en la Figura 38. En el caso de

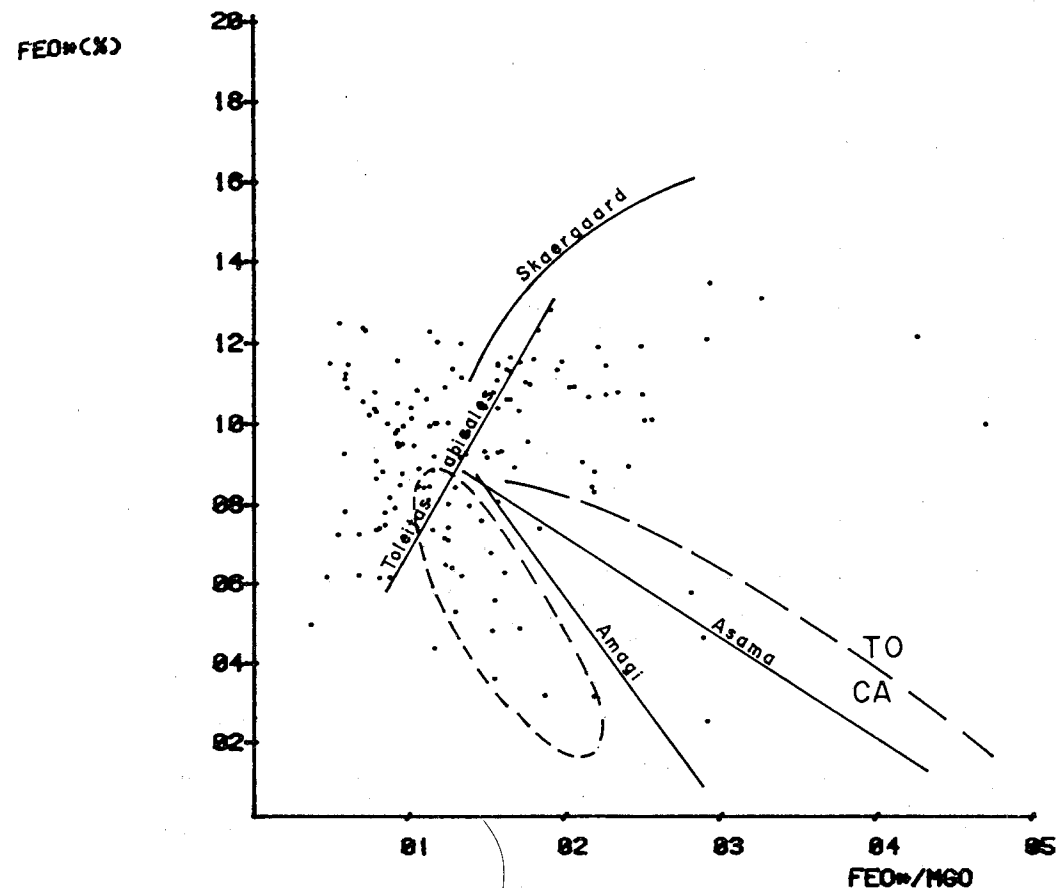


Fig. 37 Gráfico FeO^* - FeO^*/MgO para las rocas del Grupo Villa de Cura. La línea de trazos limita los campos toleítico y calco-alcalino, según MIYASHIRO (1974). Las líneas continuas corresponden a dos tendencias calco-alcalinas típicas (Asama y Amagi) y a dos tendencias toleíticas (tolalitas y Skaergaard) según el mismo autor.

TiO₂

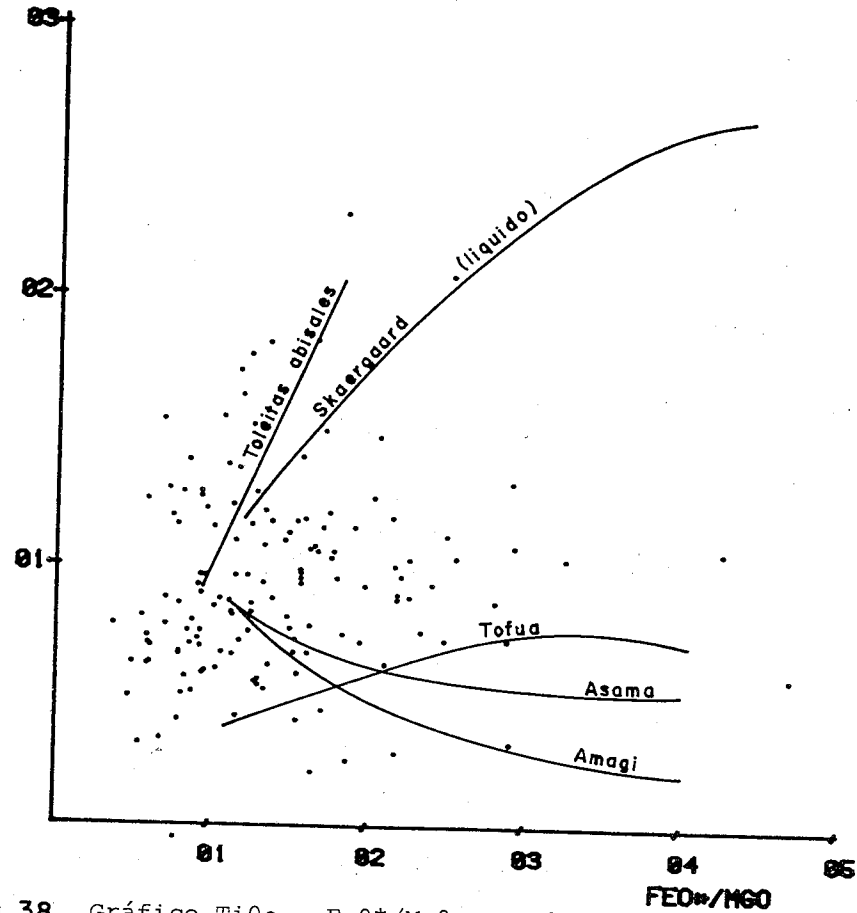


Fig. 38 Gráfico TiO₂ - FeO*/MgO para las rocas del Grupo Villa de Cura donde se señalan varias tendencias toleíticas (toleitas abisales, Skaergaard y Tofúa) y calco-alcalinas (Asama y Amagi), según MIYASHIRO (1974).

SiO₂

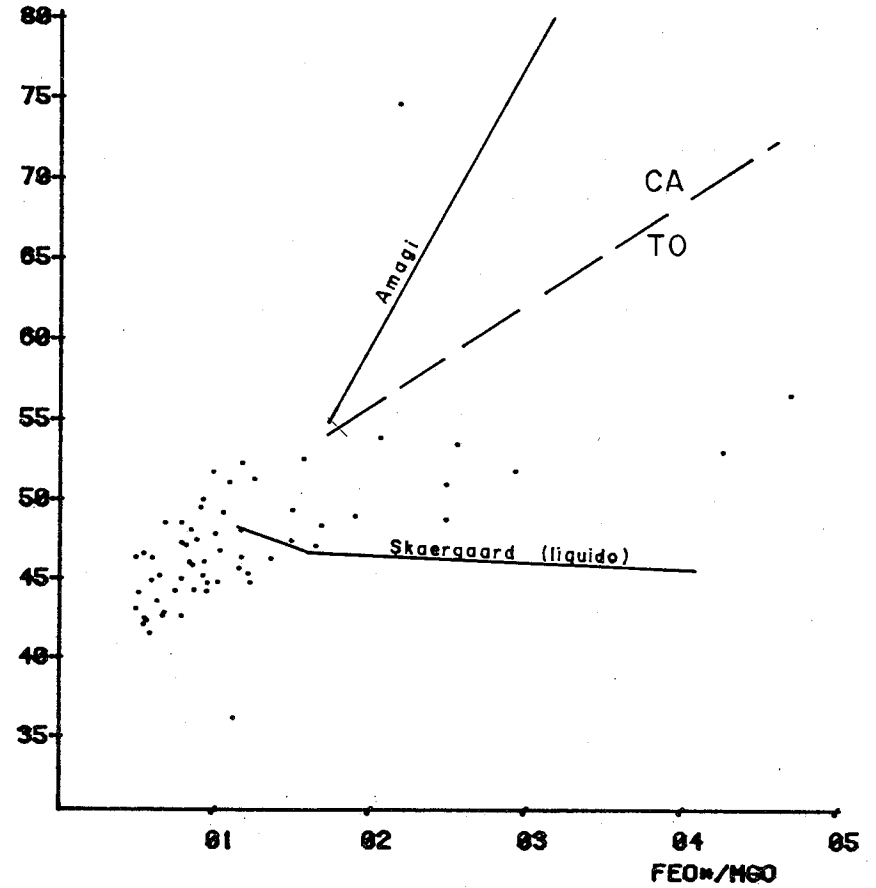


Fig. 39 Gráfico SiO₂ - FeO*/MgO para las metalavas piroxénicas del Grupo Villa de Cura. El significado de las líneas, es similar al de la Figura 36. Notose que casi todos los puntos, se ubican en el campo toleítico.

las series toleíticas existe un enriquecimiento en TiO_2 durante la cristalización fraccionada, hasta llegar a un máximo. En contraste al comportamiento de las series calco-alcalinas en las que se muestra una disminución sostenida del contenido de este óxido al avanzar dicha cristalización fraccionada. Para las rocas estudiadas, aunque no puede definirse en el gráfico una tendencia clara, si se observa que en general existe un aumento en el contenido de TiO_2 al aumentar la relación FeO^*/MgO (lo que constituye un índice de fraccionamiento), coincidiendo este comportamiento con el de las series toleíticas.

El grado de avance en la cristalización fraccionada de un magma basáltico puede medirse por el aumento en su relación FeO^*/MgO , por lo que valores bajos de esta relación deben corresponder a rocas poco fraccionadas. En este sentido, las toleitas abisales son aquellas rocas basálticas que presentan el menor grado de fraccionamiento y en consecuencia la menor relación FeO^*/MgO . De acuerdo con MIYASHIRO (1974, 1975a, 1975b) el rango de valores de la relación FeO^*/MgO para toleitas abisales está entre 0,7 y 2,0 lo que concuerda con la mayoría de los datos que se presentan en este trabajo.

Con el objeto de poder determinar a que grupo de muestras corresponde la tendencia posiblemente calco-alcalina que se observa en las Figuras 36, 37 y 38 se procedió a graficar las mismas variables anteriores usando solamente los datos correspondientes a aquellas rocas clasificadas inequívocamente como metalavas piroxénicas, obteniéndose así los gráficos presentados en las Figuras 39, 40 y 41, en las que podemos observar que la tendencia calco-alcalina no está presente, por lo que podemos concluir que las lavas piroxénicas muestran una tendencia típicamente toleítica y que la tendencia calco-alcalina es producida por un grupo de lavas muy ricas en plagioclasa, que han sido clasificadas petrográficamente como andesíticas (CORREA, 1982; LUGO, 1982) y que están restringidas a la Unidad de Lavas, Tobas y Brechas (Formación Volcánicas de Tiara).

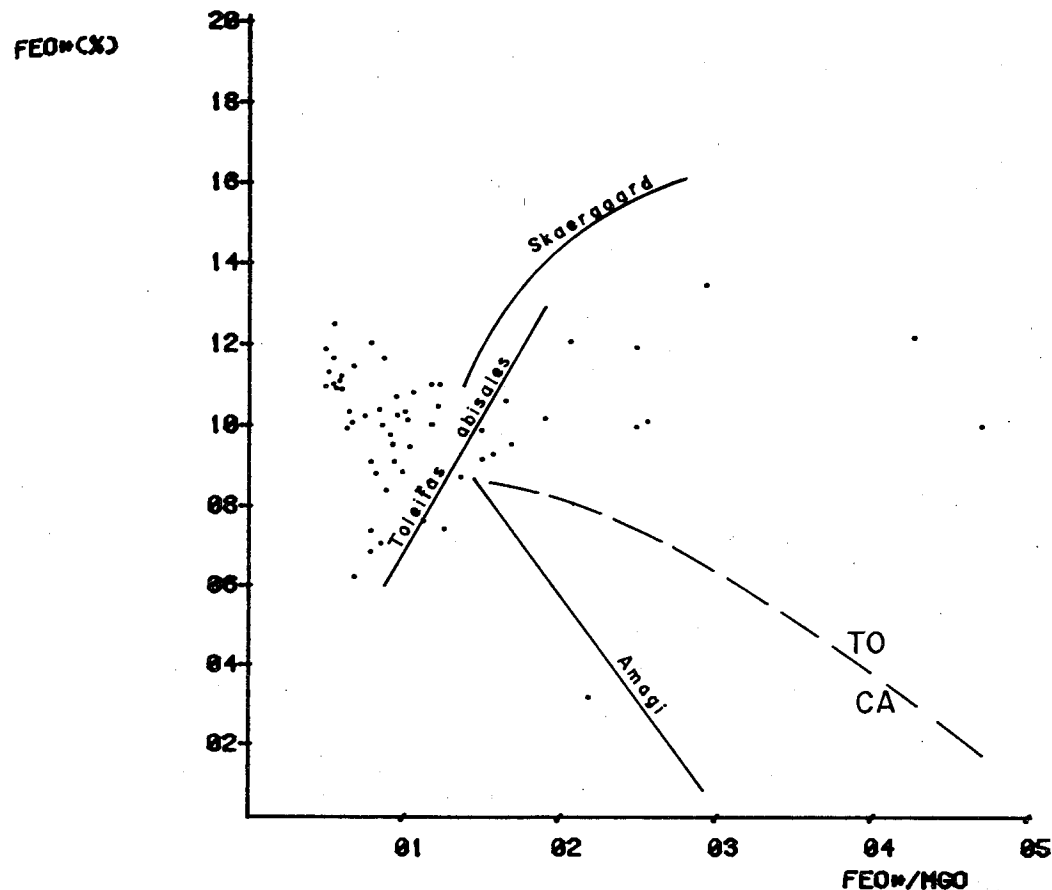


Fig.40 Gráfico FeO^* - FeO^*/MgO para las metalavas piroxénicas del Grupo Villa de Cura. El significado de la líneas es similar al de la Figura 37.

TI02

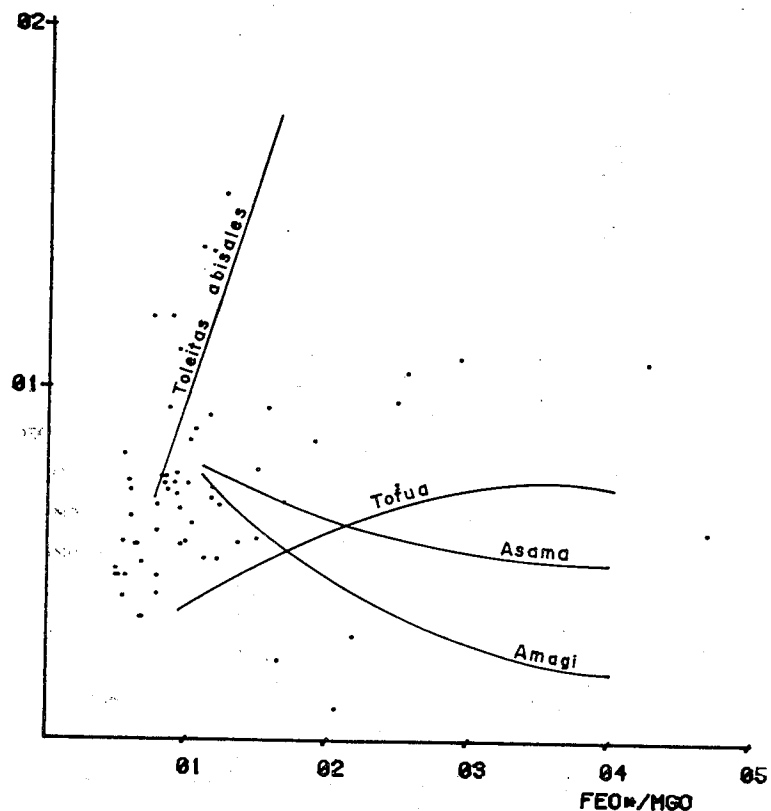


Fig. 41 Gráfico TiO_2 - FeO^*/MgO para las metalavas piroxénicas del Grupo Villa de Cura. El significado de las líneas es similar al de la Figura 38.

4.6 Ambiente tectónico original de las rocas metavolcánicas

4.6.1 Consideraciones Generales

Tal como ya se ha mencionado con anterioridad, la mayoría de las rocas volcánicas estudiadas muestran una afinidad toleítica, aunque encontramos también un grupo de rocas que podemos considerar alcalinas, y en alguno de los diagramas estudiados algunas de las muestras presentan una tendencia calco-alcalina. Siendo las toleitas las rocas por proporcionalmente más abundantes, debemos basarnos en ellas para definir el ambiente tectónico donde originalmente se formaron. De acuerdo con PEARCE y CANN (1973), las toleitas aparecen en todos los ambientes tectónicos propuestos, por lo que es necesario el establecimiento de una serie de parámetros que nos permitan diferenciar esas rocas toleíticas entre sí.

En primer lugar, de acuerdo al esquema de clasificación propuesto por PEARCE y CANN (1973) emergen dos grandes grupos en los que podemos clasificar esas rocas: a) las de ambiente continental y b) las de ambiente oceánico (islas oceánicas, piso oceánico y arcos de islas inmaduros), en este sentido, PEARCE et al. (1975) propone un método de discriminación basado en una proyección ternaria (en porcentajes en peso) de TiO_2 , K_2O y P_2O_5 , la cual según los autores elimina el efecto de otros constituyentes. En la Figura 42 se muestra este gráfico ternario (TiO_2 - K_2O - P_2O_5) para las rocas estudiadas, en la misma figura se señalan también los campos correspondientes a las rocas originadas en ambientes oceánicos o continentales. Resulta evidente al observar el gráfico, que la mayoría de las muestras se ubica en el campo de las toleitas continentales. Sin embargo, un factor importante de considerar es el enriquecimiento en K_2O debido a procesos post-magmáticos (fundamentalmente meteorización submarina). Tanto BARD y MOINE (1979) como SMITH y SMITH (1976) hacen mención a este hecho, comúnmente observado en rocas basálticas submarinas que a su vez han sufrido metamorfismo. Los mismos autores proponentes del esquema antes mencionado,

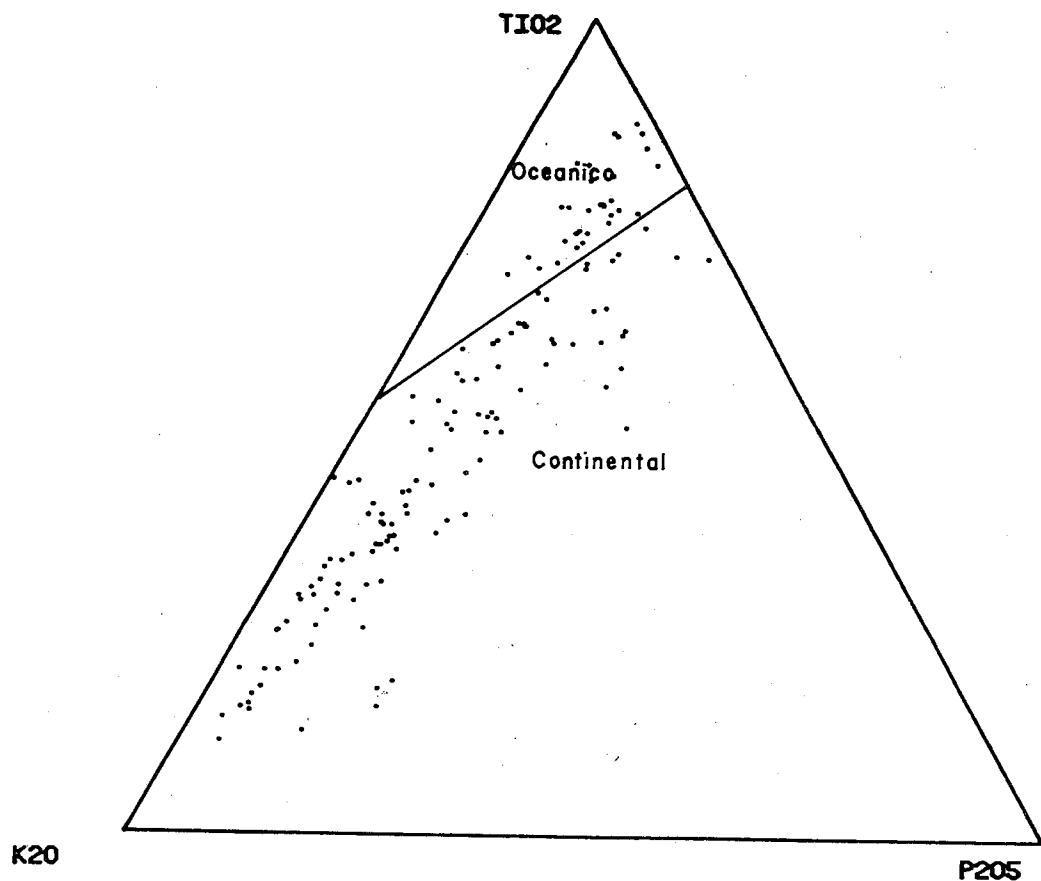


Fig. 42 Diagrama triangular $K_2O - TiO_2 - P_2O_5$ para las rocas del Grupo Villa de Cura. Los campos oceánico y continental, son los propuestos por PEARCE et al. (1975).

PEARCE et al. (1975) indican que los basaltos oceánicos metamorfizados tienden a enriquecerse en K_2O , graficando fuera del campo oceánico en el diagrama ternario $TiO_2 - K_2O - P_2O_5$. En lo que si no parece haber duda es que si un basalto metamorfizado, grafica en el campo oceánico del diagrama, puede asegurarse que se trata de un basalto oceánico.

Además de lo mencionado anteriormente debemos agregar que el empleo del diagrama ternario al que hemos hecho mención, para discriminar entre basaltos oceánicos y no-oceánicos, debe hacerse con rocas sub-alcalinas. PEARCE et al. (1975) usan un diagrama AFM como el mostrado en la Figura 43 para detectar y separar las muestras consideradas por ellos como alcalinas, las cuales son aquellas que presentan un contenido de alcalis ($Na_2O + K_2O$) superior al 20% en el referido diagrama AFM. El no haber procedido en nuestro caso, a separar las rocas cuyo contenido de alcalis es superior al 20% puede haber provocado la gran concentración de puntos en el campo no-oceánico del diagrama ternario $TiO_2 - K_2O - P_2O_5$, sin embargo, con el objeto de evaluar esta situación, se elaboró un diagrama AFM solamente con aquellas muestras clasificadas como lavas piroxénicas, el cual se presenta en la Figura 44, en donde se observa que la mayoría de las muestras presentan un contenido de alcalis inferior al 20% por lo que pueden usarse sin problemas en el diagrama ternario $TiO_2 - K_2O - P_2O_5$ el cual se presenta en la Figura 45, pudiendo en el que la casi totalidad de las muestras se ubican en el campo no-oceánico.

Si partimos del punto de que los alcalis ($Na_2O + K_2O$) son considerados como elementos móviles durante los procesos de meteorización submarina y metamorfismo que han afectado a las rocas estudiadas, y que hay evidencias claras de que dichas rocas pueden haberse enriquecido en ambos óxidos post-magmáticamente, es fácil entender la dispersión de puntos observada en las Figuras 42 y 45 (diagramas triangulares $TiO_2 - K_2O - P_2O_5$) y su ubicación preferente en el campo de las rocas no-oceánicas. Esto desde luego refuerza lo mencionado por

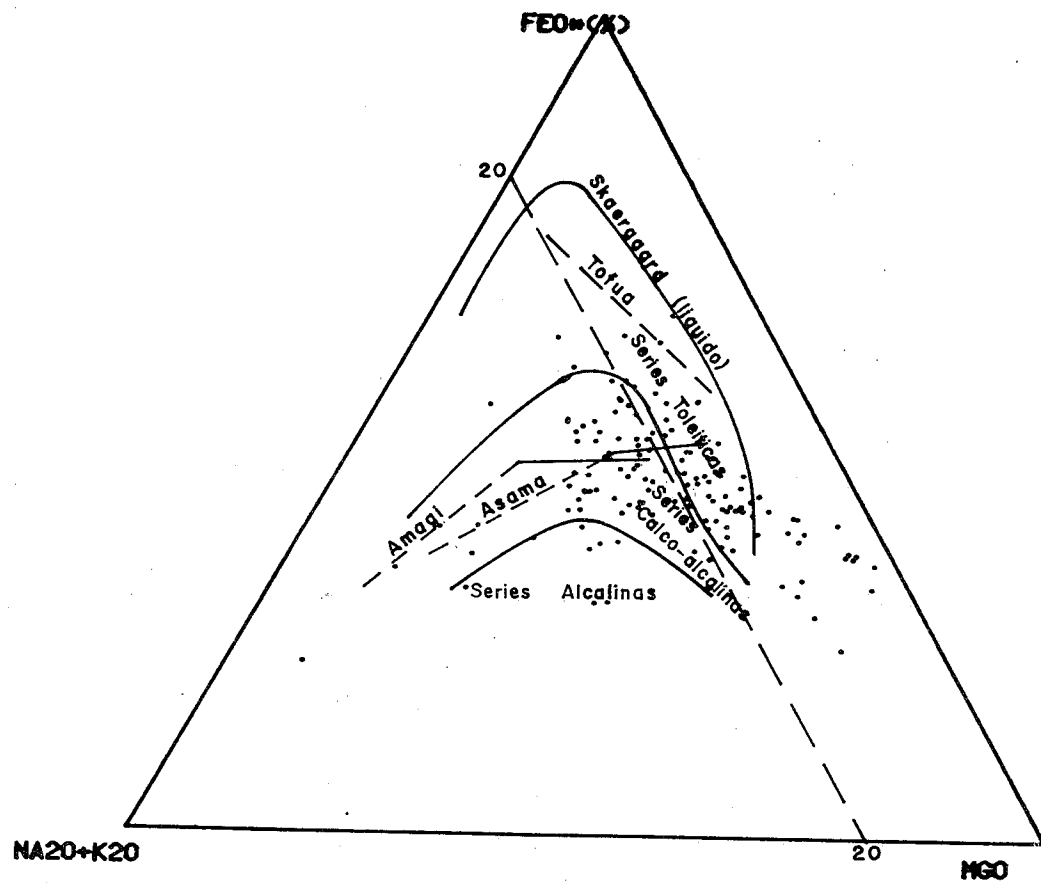


Fig. 43 Diagrama AFM para las rocas del Grupo Villa de Cura. Los campos toleítico, calco-alcalino y alcalino, corresponden a los propuestos por HUTCHINSON (1982). Las líneas que señalan las tendencias Skaergaard (toleítica), Asama y Amagi (calco-alcalinas) son según MIYASHIRO (1974).

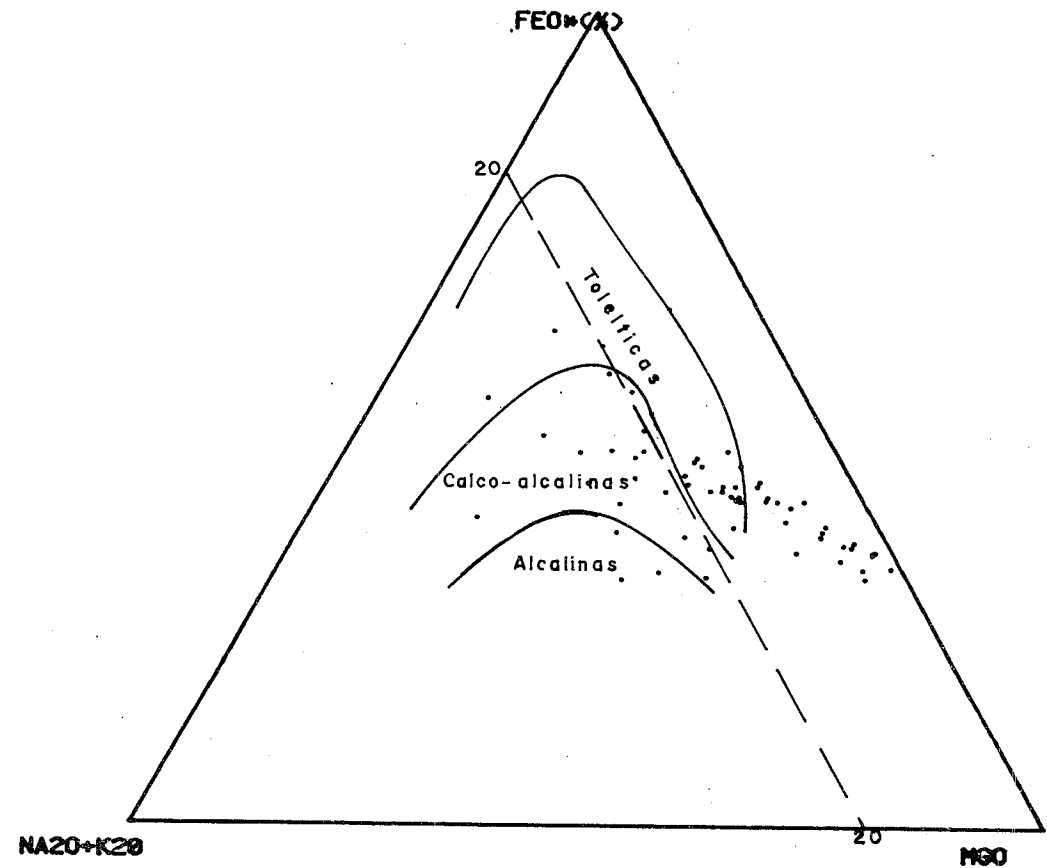


Fig. 44 Diagrama AFM para las metalavas piroxénicas del Grupo Villa de Cura. Las líneas y los campos, son similares a los de la Figura 43.

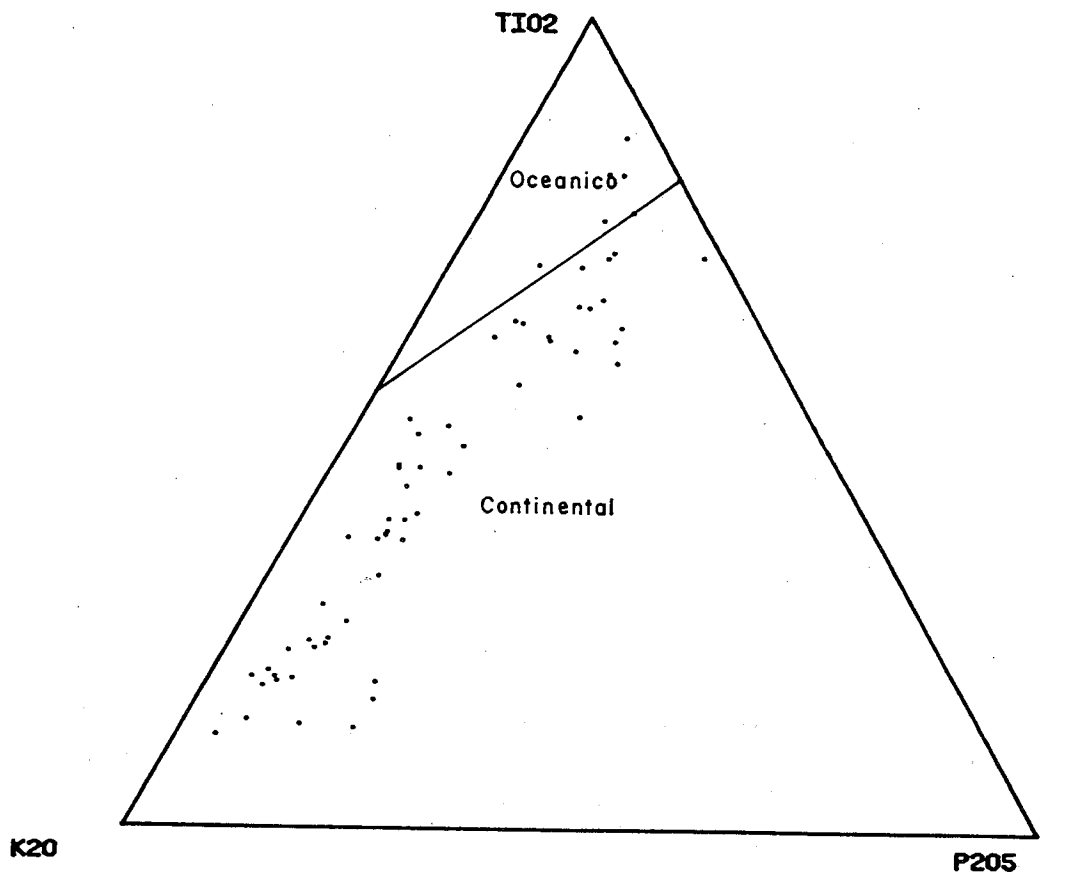


Fig. 45 Diagrama triangular $K_2O - TiO_2 - P_2O_5$ para las metalavas piroxénicas del Grupo Villa de Cura. Los campos son similares a los de la Figura 42.

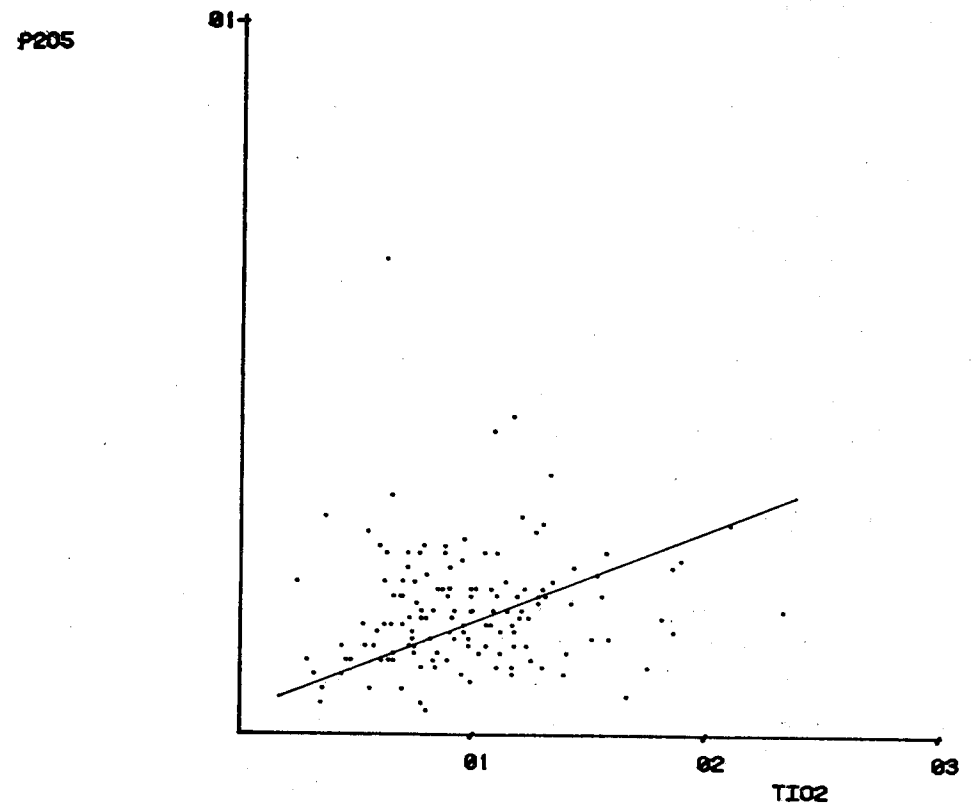


Fig. 46 Gráfico $P_2O_5 - TiO_2$ para las rocas del Grupo Villa de Cura. Obsérvese la correlación existente entre la concentración de ambos óxidos.

PEARCE et al. (1975) en que solamente puede establecerse con certeza, el carácter oceánico de los basaltos que grafican en el campo correspondiente, mientras que aquellos ubicados en el campo no-oceánico pueden ser de origen oceánico pero ubicarse en el otro campo por las razones ya expuestas, desde luego no puede excluirse totalmente la posibilidad de que alguna de las rocas volcánicas estudiadas sea realmente de origen continental (no-oceánico).

En la Figura 46 podemos ver que la variación de P_2O_5 versus TiO_2 es tal que la relación P_2O_5/TiO_2 se mantiene de un rango estrecho, por lo que resulta casi evidente que es la variación en el contenido de K_2O la responsable de la dispersión de puntos observada en los gráficos triangulares previamente citados.

La asociación de las rocas estudiadas con sedimentos oceánicos profundos, como pueden serlo las ftanitas y la presencia en las lavas con estructura almohadillada, son elementos adicionales para postular el origen oceánico de al menos un gran número de ellas.

Información adicional sobre el carácter de las rocas objeto del presente estudio puede obtenerse a partir de diagramas triangulares en los que se emplean los óxidos de los elementos mayoritarios Mg, Fe y Al ($MgO-FeO^*-Al_2O_3$). Este método fue propuesto por PEARCE et al. (1977) para separar los distintos ambientes tectónicos en que pueden originarse rocas volcánicas basálticas. De acuerdo a los autores del método, el comportamiento de esos tres óxidos durante la meteorización o alteración, está sujeto a una serie de variables poco estudiadas (meteorización submarina, temperatura de alteración, grado de cristalinidad, grado de alteración reflejada por el contenido de H_2O de las rocas, etc). El FeO^* y el Al_2O_3 son relativamente inmóviles durante las etapas iniciales de la meteorización submarina, no así el MgO el cual se ha reportado como variable.

En la Figura 47 se muestra este diagrama triangular, donde aparecen graficadas todas las rocas estudiadas, además de los distintos campos propuestos por PEARCE et al. (1977). Tal como puede observarse, la mayoría de los puntos se concentra en tres campos: el de los basaltos de fondos y dorsales oceánicas, el de los basaltos continentales y el de los basaltos de zonas orogénicas, correspondiendo al campo de los basaltos de dorsales y fondos oceánicos el mayor número de muestras. Además de esto, existe concordancia entre este diagrama y otros presentados con anterioridad, en cuanto a la presencia de rocas basálticas generadas en arcos de islas o márgenes continentales activos (campo de los basaltos orogénicos en el diagrama), de la misma forma que no debe excluirse por lo que aquí vemos, la posibilidad de que algunas rocas de las estudiadas tengan un origen continental. Es importante señalar que dentro del conjunto de rocas metavolcánicas analizadas se incluyen metalavas piroxénicas, metatobas y metalavas andesíticas por lo que es muy posible que en esta combinación de rocas tengamos algunas originadas en ambientes tectónicos diversos.

En la Figura 48 observamos el mismo diagrama ternario $MgO-FeO^*-Al_2O_3$ pero en este caso se han graficado solamente metalavas piroxénicas. Resulta interesante observar que en este caso la mayoría de los puntos se ubica en el campo de los basaltos de fondo o dorsales oceánicas, lo que junto con las características mencionadas previamente en cuanto a su estructura y asociación litológica, parece confirmar un ambiente de fondo oceánico para el origen de estas rocas. Otra característica importante que surge del análisis de los gráficos de las Figuras 47 y 48, es la ausencia casi total de puntos en el campo de los basaltos de islas oceánicas. De acuerdo a PEARCE et al. (1977) las rocas generadas en ambiente de islas oceánicas muestran una distribución bimodal entre toleitas y rocas alcalinas. Las toleitas forman un grupo coherente ubicado en el campo de las islas oceánicas en el diagrama ternario, mientras que las rocas alcalinas for-

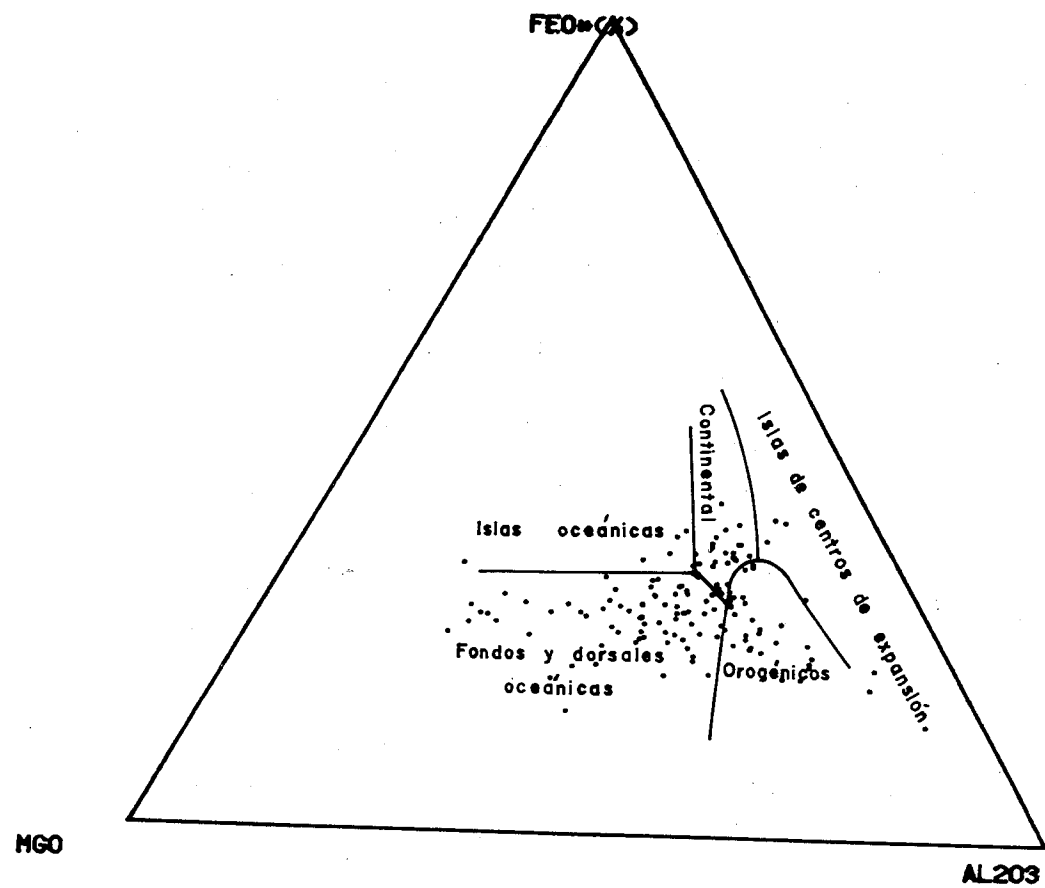


Fig. 47 Diagrama triangular MgO - FeO* - Al₂O₃ para las rocas del Grupo Villa de Cura. Los campos señalados, son los propuestos por PEARCE et al. (1977)

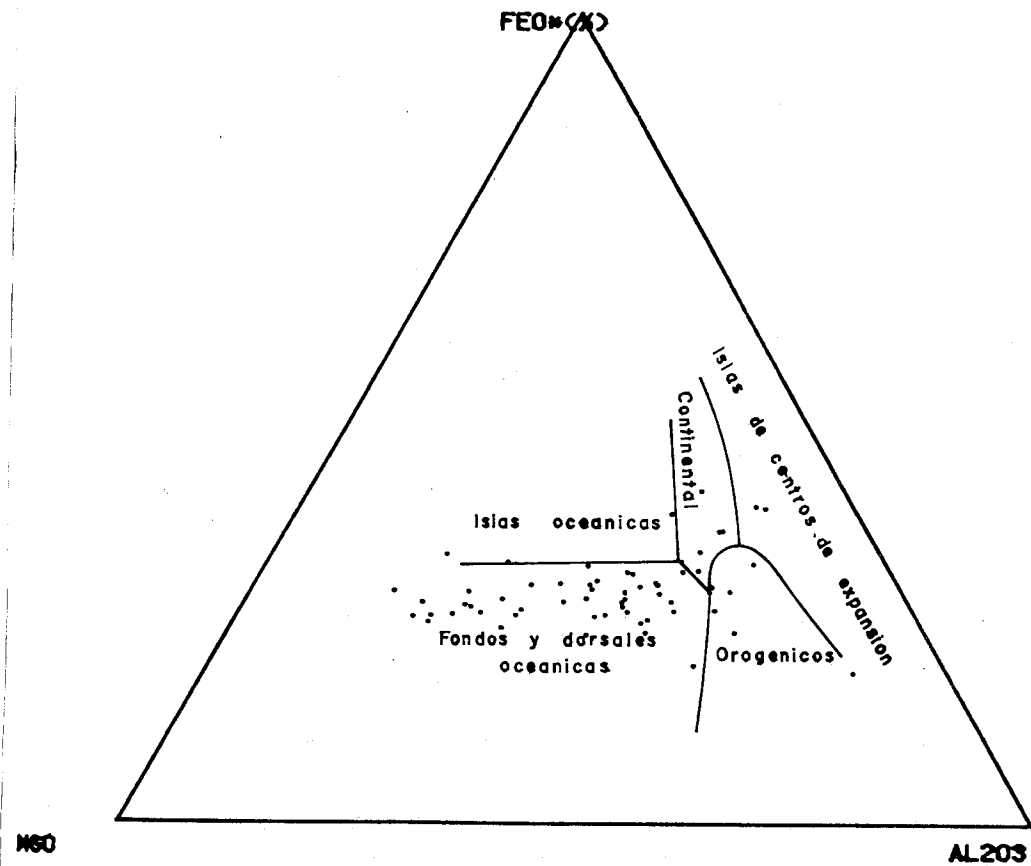


Fig. 48 Diagrama triangular MgO - FeO* - Al₂O₃ para las metalavas piroxénicas del Grupo Villa de Cura. Los campos señalados son los propuestos por PEARCE et al. (1977)

man un grupo elongado que tiende hacia el vertice Al_2O_3 y que se ubica fundamentalmente entre los campos de los basaltos orogénicos y los basaltos de islas de centros de expansión. La ausencia de estos dos grupos en los gráficos antes citados, excluye a los basaltos de islas oceánicas (toleíticas y alcalinos) de ser considerados como una posibilidad en este caso.

4.6.2 Basaltos de arco de islas versus basaltos de piso oceánico.

Según lo que se ha discutido en la sección precedente, uno de los argumentos que posee más soporte parece ser el que aquellas lavas clasificadas como piroxénicas, tienen una composición toleítica comparable a la de los basaltos de piso oceánico. Para ello nos basamos fundamentalmente en los gráficos de las Figuras 44 y 48, correspondiendo el primero de ellos a un diagrama AFM donde se observa que la mayoría de las muestras se ubica en el campo de las toleitas con una tendencia, más al enriquecimiento en alcalis con el fraccionamiento que la representada por las rocas de Skaergaard, aunque como hemos discutido previamente, esto puede deberse a procesos post-magmáticos. En la Figura 48 las muestras se ubican preferentemente en el campo correspondiente a los basaltos de fondos y dorsales oceánicas.

Si consideramos la totalidad de las muestras estudiadas la situación no se presenta tan clara, de tal forma que al observar el diagrama AFM de la Figura 43, nos encontramos que aunque un grupo grande de muestra grafica en el campo de las toleitas, también encontramos algunas en el campo de los basaltos calco-alcalinos, según fueron definidos por HUTCHINSON (1982). De la misma forma en la Figura 47 aparecen puntos en los campos correspondientes a los basaltos continentales y a los de zonas orogénicas (arcos de isla y márgenes continentales activos), además de los ubicados en el campo de los basaltos de fondos y dorsales oceánicas.

Con el objeto de despejar las incognitas mencionadas, se elaboraron los diagramas de las Figuras 49, 50 y 51 donde graficamos hierro (en porcentaje en peso), SiO_2 y TiO_2 versus Fe^*/Mg respectivamente. La relación Fe^*/Mg es considerada un indicador de fraccionamiento más útil que el SiO_2 o el índice de solidificación, debido a los problemas de movilidad de la sílice y los alcalis durante el metamorfismo hidrotermal (SAUNDERS et al., 1979). La Figura 49 muestra la variación de Fe^* versus Fe^*/Mg en donde se señalan además los campos toleítico y calco-alcalino (MIYASHIRO, 1977), así como también la tendencia MORB (basaltos de las dorsales centro oceánicas), de donde puede verse que algunas de las muestras siguen esa tendencia. En general, se observa un aumento en la relación Fe^*/Mg al aumentar el contenido de Fe^* , esto se debe más a un aumento absoluto del FeO total que a una disminución del MgO tal como se observa en la Figura 52, en la que sin embargo encontramos un grupo de muestras que presentan un incremento en el contenido de MgO con poca variación del porcentaje de FeO , lo que se traduce en una disminución en la relación Fe^*/Mg . En la Figura 49 esas muestras se ubican en el campo calco-alcalino, mostrando una tendencia de aumento en la relación Fe^*/Mg al disminuir el Fe^* .

En la Figura 50 en contenido de SiO_2 muestra un aumento a medida que progresa la cristalización fraccionada, evidenciada por el aumento en la relación Fe^*/Mg . La línea que separa los campos toleítico y calco-alcalino, es la propuesta por MIYASHIRO (1973), pudiendo observarse el alto número de muestras con afinidad toleítica. Cerca del 60% de las muestras según se puede ver, se ubica dentro de los campos correspondientes a los basaltos de cordilleras meso-oceánicas (MORB) y de arcos de isla primitivos (TAI) propuestos por SAUNDERS et al. (1979), muchas muestras se ubican en la zona de superposición de ambos campos, reafirmando lo que con frecuencia se menciona en la literatura sobre la dificultad en discriminar entre estos dos tipos de roca empleando elementos mayoritarios.

Fe*

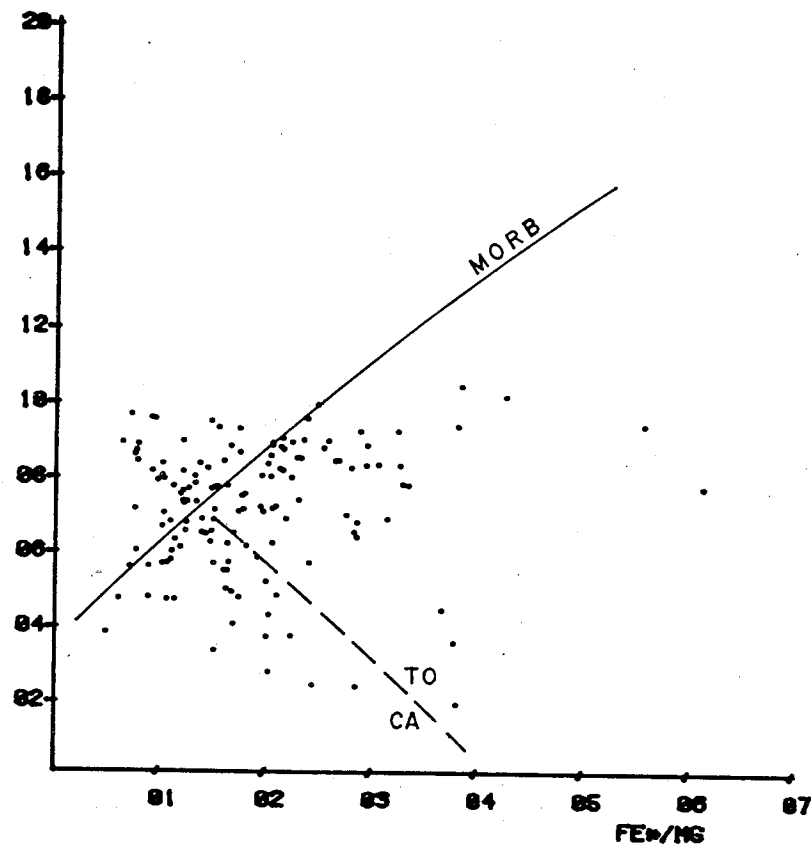


Fig. 49 Gráfico Fe^* - Fe^*/Mg para las rocas del Grupo Villa de Cura. La tendencia de fraccionamiento MORB, es tomada de SAUNDERS et al. (1979). La línea de separación de los campos toleíticos (TO) y calco-alcalino (CA) es de MIYASHIRO (1973b).

SiO₂

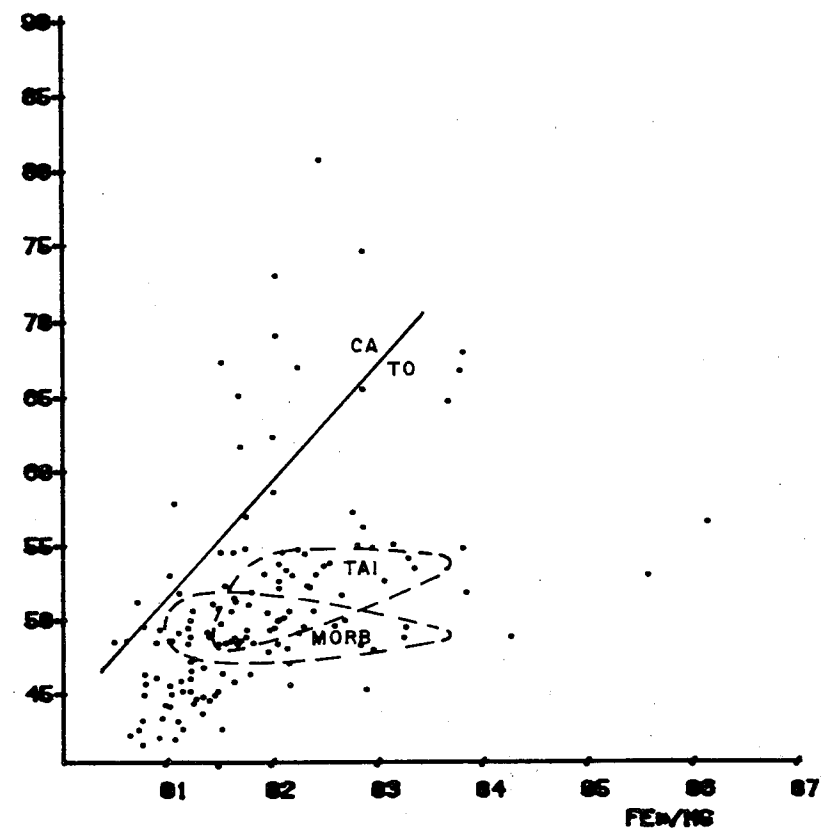


Fig. 50 Gráfico SiO_2 - Fe^*/Mg para las rocas del Grupo Villa de Cura. Las líneas provienen de los mismos autores que en la Figura 49.

TiO₂

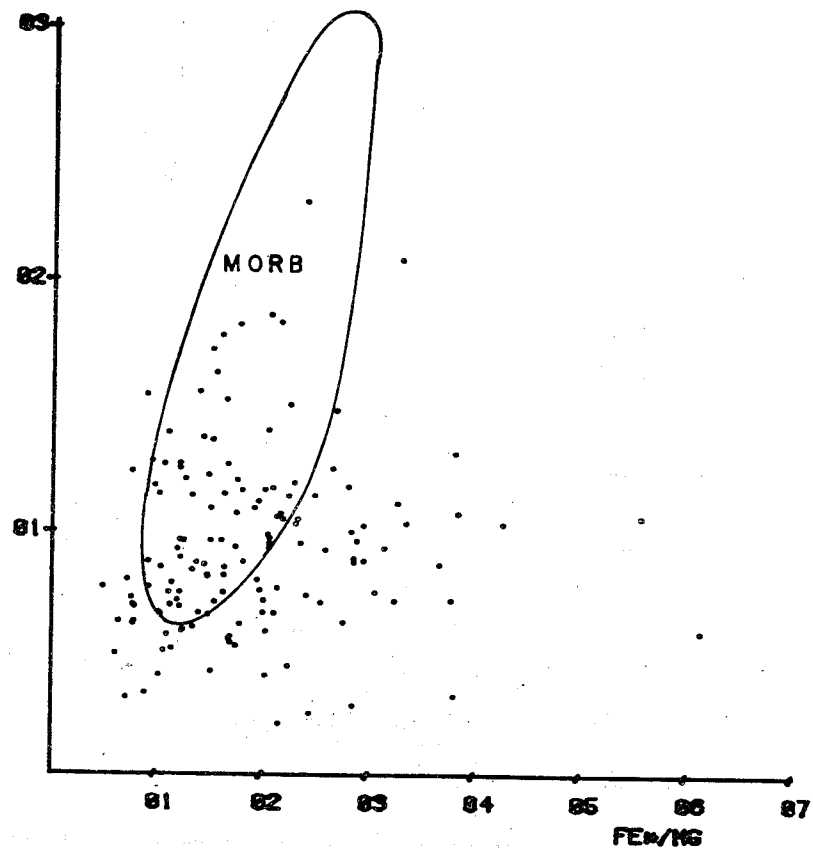


Fig. 51 Gráfico TiO₂ - Fe*/Mg para las rocas del Grupo Villa de Cura. El campo correspondiente a los basaltos de piso oceánico (MORB) es tomado de SAUNDERS et. al. (1979).

MgO

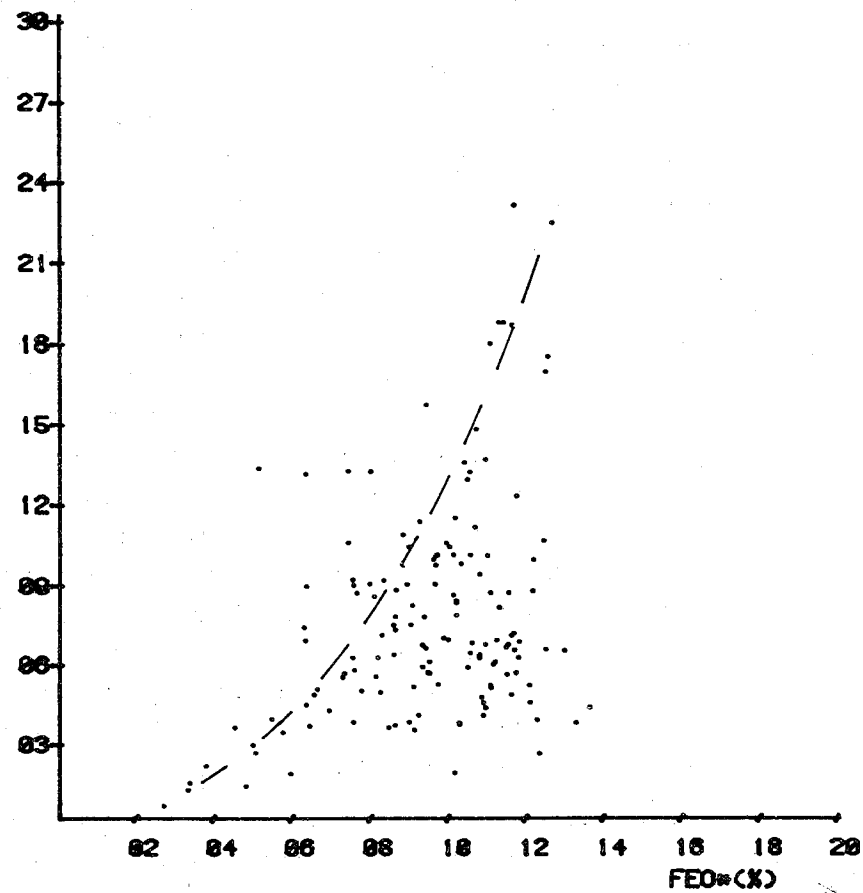


Fig. 52 Gráfico MgO - FeO* para las rocas del Grupo Villa de Cura, donde puede observarse la correlación entre ambos óxidos.

En el diagrama TiO_2 versus Fe^*/Mg de la Figura 51 puede observarse también una gran dispersión aunque por lo general, el TiO_2 aumenta al aumentar la relación Fe^*/Mg , sin que se presente una tendencia clara en este sentido. A manera de comparación en el gráfico se muestra el campo MORB según lo propuso SAUNDERS et al. (1979) pudiéndose observar que un número considerable de muestras se ubica dentro de este tipo, lo que refuerza la idea de un origen oceánico para por lo menos las lavas del Grupo Villa de Cura.

En la Figura 53 puede observarse la variación de TiO_2 con el número de magnesios, calculados de la forma propuesta por GREEN y RINGWOOD (1967), quienes consideran este parámetro como una medida del grado de fraccionamiento para las rocas volcánicas. Podemos ver que las rocas con bajo grado de fraccionamiento (elevado número de magnesios) presentan un bajo contenido de TiO_2 , el cual aumenta al aumentar dicho fraccionamiento (disminuir el número de magnesios). Teniendo en cuenta este gráfico efectuado únicamente con las lavas piroxénicas, observando el de la Figura 54 realizado con todas las muestras estudiadas se pone en evidencia, como era de esperarse, que hay un gran número de rocas mucho más fraccionadas que las lavas piroxénicas, aunque con poca variación en el contenido de TiO_2 .

Las lavas piroxénicas poseen números de magnesio consistentes con fusión parcial directa de peridotitas del manto superior. Según GREEN y RINGWOOD (1967, 1969) las toleitas de alta alúmina y olivino normativas son generadas a profundidades someras en el manto (15 a 35 km) y por un alto grado de fusión parcial (25 a 30 %). Situaciones similares son reportadas por DIETRICH et al. (1977) y por HAWKINS (1976) al estudiar basaltos provenientes de cuencas marginales (mar Tirreno y cuenca Lau en Las Marianas).

Algunos elementos traza han sido usados también para caracterizar rocas volcánicas máficas de diferentes ambientes tectónicos, en este sentido PEARCE y CANN (1973) han de

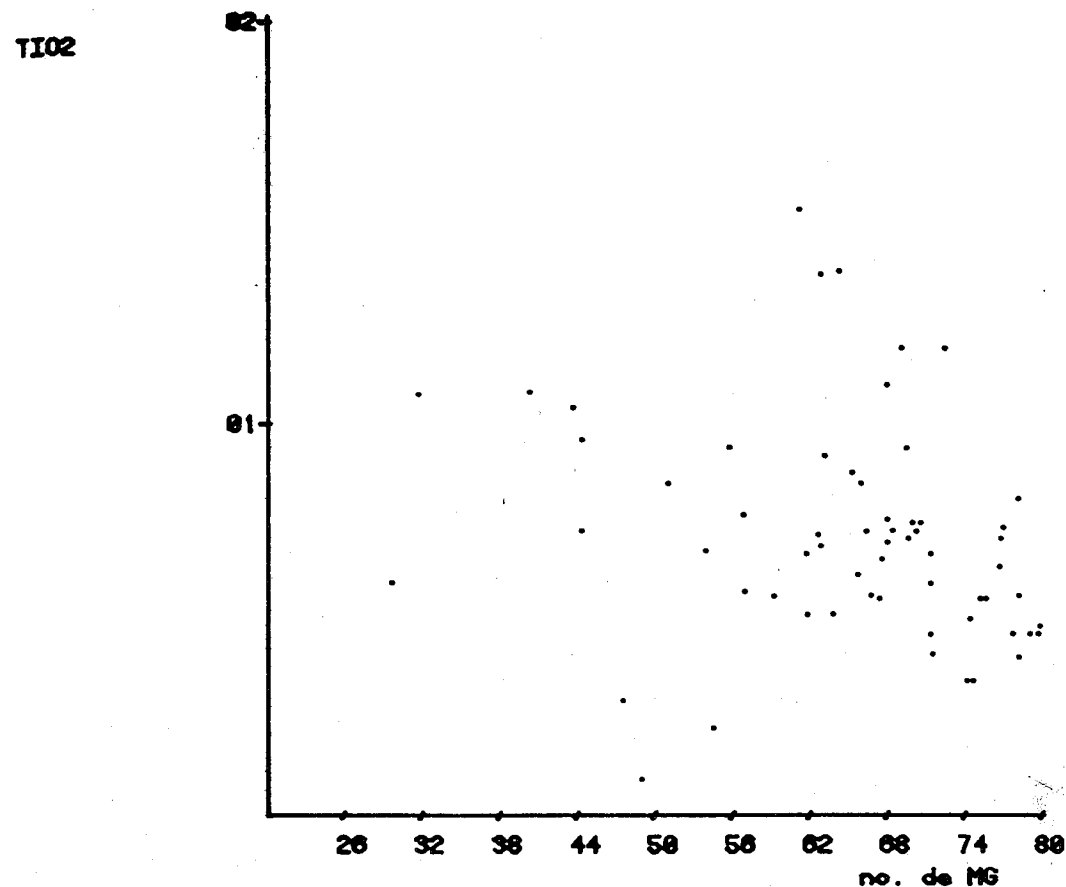


Fig. 53 Gráfico TiO_2 - número de magnesios, para las meta lavas piroxénicas del Grupo Villa de Cura. Observese que la mayoría de las rocas son poco fraccionadas (números de magnesios altos).

TiO₂

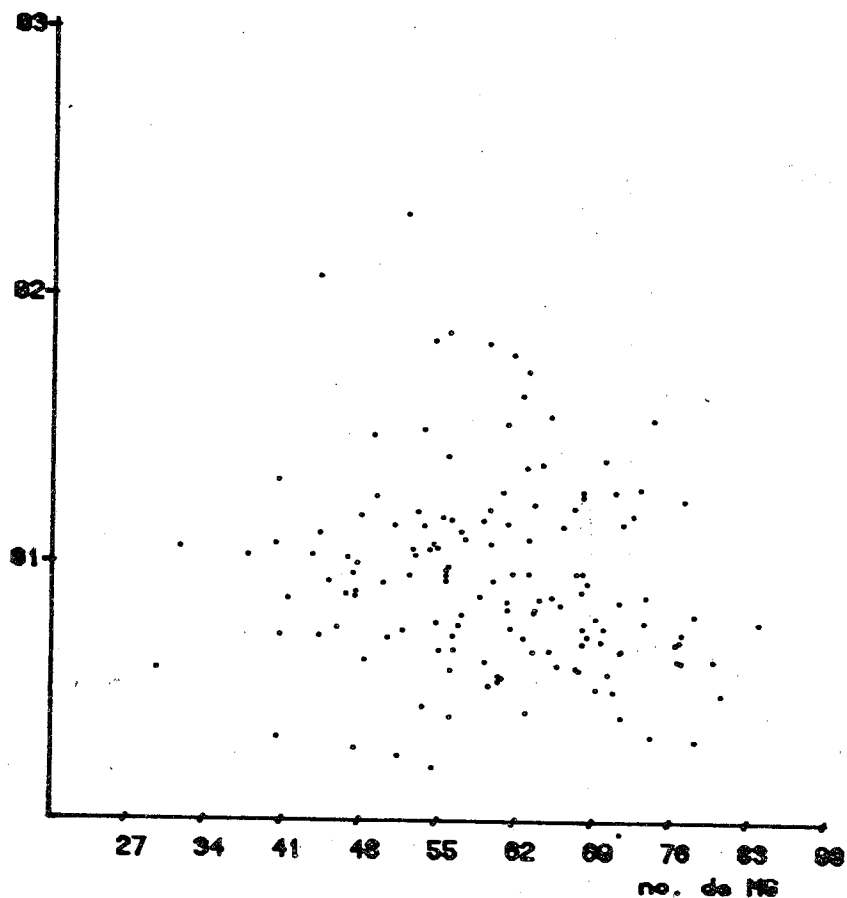


Fig. 54. Gráfico TiO₂ - número de magnesios, para las rocas del Grupo Villa de Cura. Observese que aparecen rocas mucho más fraccionadas que en el gráfico de la Figura 53.

mostrado la utilidad de elementos como Zr, Y, Nb y Sr junto con el Ti para este propósito. La Figura 55 nos muestra un gráfico TiO₂ versus Zr propuesto por los autores antes citados para discriminar entre basaltos de piso oceánico y basaltos de arco de islas (toleitas bajas en potasio y basaltos calco-alcalinos), en la referida figura se señalan además los distintos campos propuestos correspondientes a rocas de los ambientes tectónicos antes señalados. A primera vista se pone en evidencia que existe una zona de superposición entre los basaltos de piso oceánico y las toleitas de bajo potasio (arcos de isla inmaduros), lo que hace difícil mediante este método la discriminación de rocas que se ubiquen en esa zona. En cuanto a las muestras en sí, observamos que más de la mitad de ellas se concentran en el campo de los basaltos calco-alcalinos y en consecuencia deberíamos concluir que se trata de rocas generadas en un ambiente de arco de islas, sin embargo, revisando el gráfico de la Figura 56 nos encontramos que el campo de MORB que aparece en él ocupa parte del antes mencionado campo de los basaltos calco-alcalinos. El campo MORB señalado en la Figura 56 fue propuesto por THOMPSON et al. (1979) y abarca todo el campo donde grafican muestras provenientes del DSDP localizaciones números 395, 396 y leg 3 así como también del área FAMOUS, todas ellas consideradas como basaltos de la dorsal meso-oceánica atlántica.

Si tomamos en consideración el campo de MORB, propuesto por THOMPSON et al. (1979) son muchas más las muestras del presente estudio, que se ubican en el campo de los basaltos de piso oceánico.

Con el objeto de hacer una ulterior discriminación, se procedió a utilizar el diagrama triangular Ti/100-Zr-Sr/2 que se presenta en la Figura 57 y que también fue propuesto por PEARCE y CANN (1973). En dicho diagrama se señalan los campos sugeridos por los autores citados y que definen ciertos tipos de basalto. Es importante señalar que aunque un

TI02

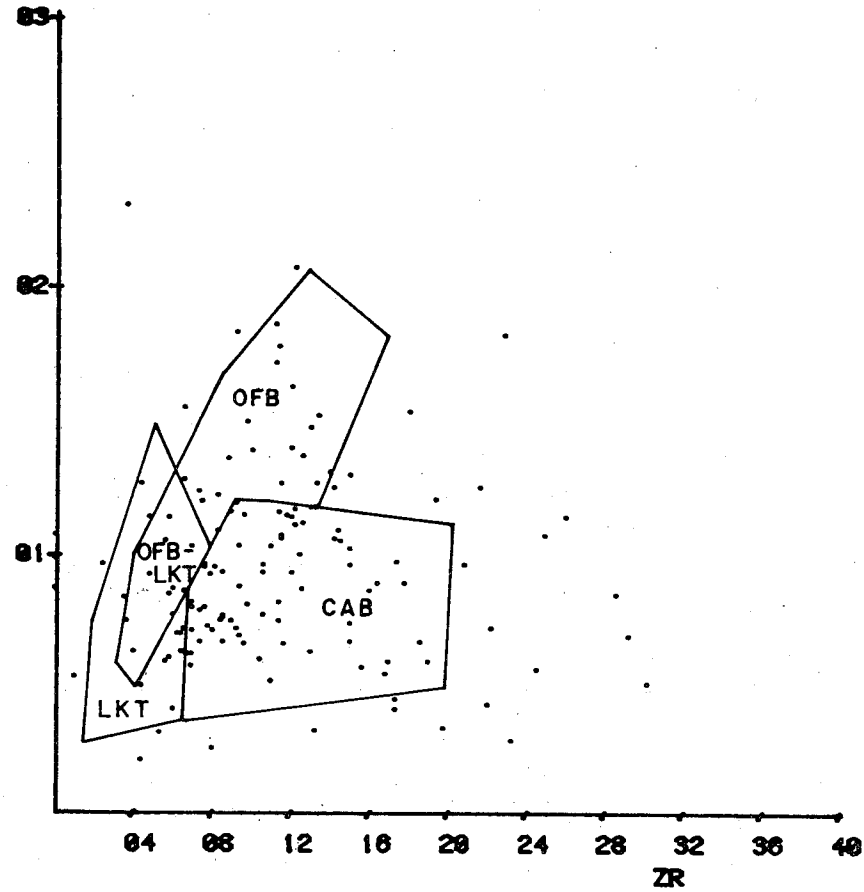


Fig.55 Gráfico TiO_2 - Zr para las rocas del Grupo Villa de Cura. Los campos OFB (basaltos de piso oceánico), CAB (basaltos calco-alcálinos) y LKT (toleitas con bajo potasio) corresponden a PEARCE y CANN (1973).

ZR

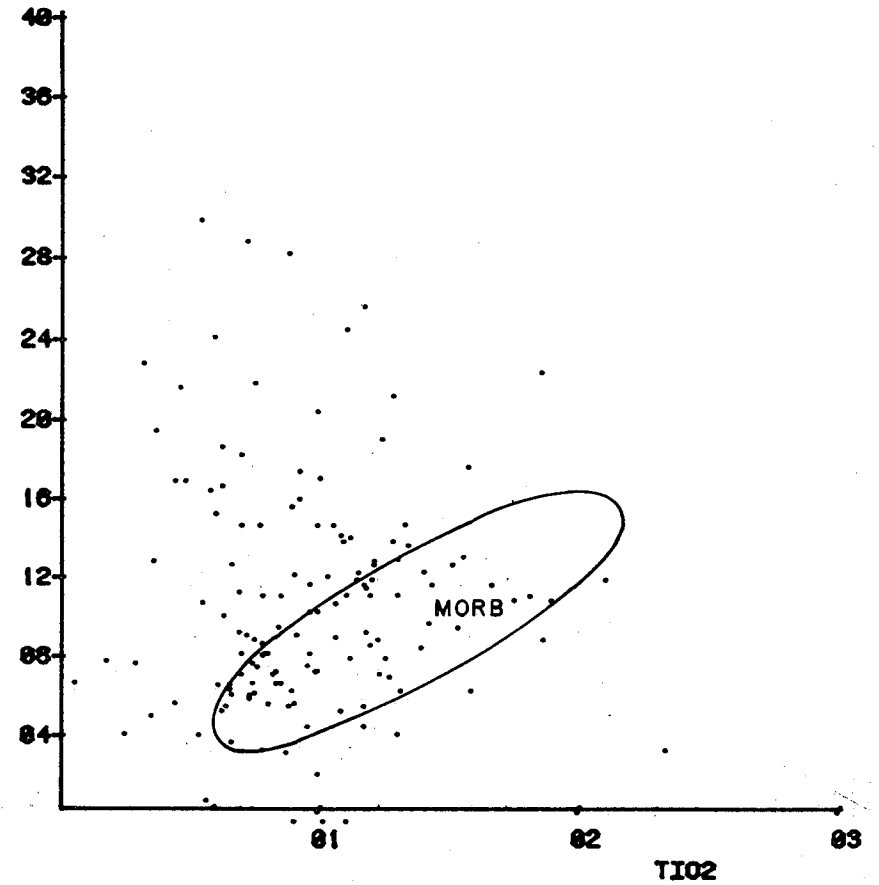


Fig.56 Gráfico Zr - TiO_2 para las rocas del Grupo Villa de Cura. El campo de los basaltos de piso oceánico (MORB) corresponde a THOMPSON et al. (1979)

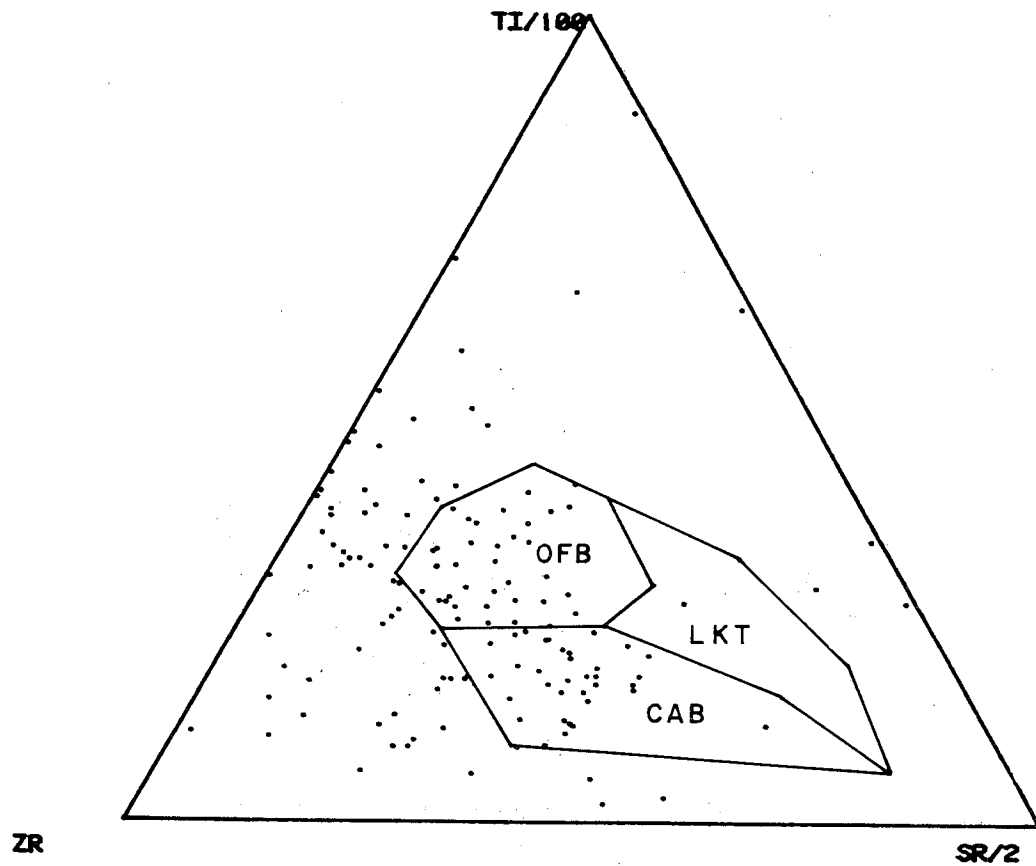


Fig.57 Diagrama triangular Zr - $TiO_2/100$ - Sr/2 para las rocas del Grupo Villa de Cura. Los campos son similares a los de la Figura 55.

gran número de muestras se ubica en los campos correspondientes a los basaltos de piso oceánico y basaltos calco-alcalinos, muchas de ellas grafican fuera de esos campos acumulándose en el sector opuesto el vértice Sr/2. PEARCE y CANN (1973) alertan sobre el inconveniente que representa el usar muestras muy alteradas, donde el bajo contenido de Sr puede deberse a una albitización intensa. Por su parte SMITH y SMITH (1976) consideran también que este esquema debe ser usado con reserva en el caso de basaltos alterados, indicando que materiales ricos en pumpellita y prehnita tienden a graficar hacia el extremo opuesto al vértice Sr. A pesar de lo que se ha mencionado, podemos observar que existe un gran número de muestras a las que si le aumentásemos el contenido de Sr, se ubicarían en el campo de los basaltos de piso oceánico y algunas, aunque en menor número, en el de los basaltos calco-alcalinos.

5. ORIGEN Y EVOLUCION TECTONICA DEL GRUPO VILLA DE CURA

5.1 Consideraciones generales

El origen de las rocas volcánicas del Grupo Villa de Cura, ha sido siempre un tema controversial en la literatura geológica venezolana. Autores como MENENDEZ (1966), BELL (1972), MARESCH (1974) y BELLIZZIA (1972) han interpretado la faja de Villa de Cura como una masa alóctona derivada del norte, mientras que otros autores como OXBURGH (1966), MURRAY (1972), HARVEY (1971), TALUKDAR et al. (1981) y NAVARRO et al. (1982) son de diferente opinión y no incluyen la aloc-tonía en sus consideraciones. SKERLEC y HARGRAVES (1980) no solamente consideran que la faja de Villa de Cura es alóctona, sino que basados en datos de paleomagnetismo sostienen que dicha faja corresponde originalmente a un sistema arco/fosa ubicado perpendicularmente al margen continental de Venezuela, alcanzando su posición actual por medio de rotación megatectónica. Resulta lamentable que esta conclusión se basa en una serie de muestras que provienen de cuerpos máficos y ultramáficos ubicados dentro de la faja, pero no de las rocas volcánicas del Grupo Villa de Cura propiamente dicho. Por lo que la evolución tectónica de esos cuerpos, no tiene que ser la misma que la de las volcánicas asociadas a ellos.

Es interesante anotar que la mayoría de los autores mencionados con anterioridad, no basa sus interpretaciones en datos concluyentes, por lo que los criterios expresados respecto al origen de las rocas del Grupo Villa de Cura, pueden ubicarse dentro del campo de la especulación geológica.

Una importante conclusión que puede derivarse del presente trabajo, es que el Grupo Villa de Cura no puede estudiarse como una unidad aislada, perteneciente a una faja tectónica completamente desvinculada del resto de las unidades que conforman la Cordillera de la Costa, sino que por el contrario, cualquier teoría sobre su origen debe explicar la presencia en el área de otras litologías cuyo origen tampo-

co está muy claro, según se desprende del análisis de la literatura existente sobre el particular.

Cualquier modelo que se desarrolle para explicar el origen de las rocas del Grupo Villa de Cura debe tomar en consideración los siguientes aspectos que creemos fundamentales:

- a) El metamorfismo del Grupo, que es característicamente del tipo bórico de alta P/T, y la zonación metamórfica exhibida por las rocas del mismo, que indica un aumento del grado de metamorfismo de norte a sur.
- b) La combinación observada de tipos litológicos en la unidad, que incluye rocas evidentemente de origen volcánico (metamorfizadas) como lo son las metalavas máficas y las metatobas; rocas metamorfizadas que posiblemente corresponden a volcánicas félsicas, como pueden serlo algunos de los esquistos y granofels; rocas evidentemente de origen sedimentario (metamorfizadas) como pueden serlo las metaftanitas y filitas grafitosas; y por último, rocas que posiblemente son de origen sedimentario (metamorfizadas) como algunos esquistos.
- c) La composición química de las rocas estudiadas que indica que algunas de ellas (las metalavas máficas en particular) muestran para algunos elementos, una tendencia tectónica del tipo de piso oceánico.

5.2 Desarrollo de la cuenca donde se originó el Grupo Villa de Cura

La presencia de rocas volcánicas con afinidad oceánica dentro del Grupo requiere la existencia de una cuenca de ese tipo (oceánica) entre masas continentales. Dicha cuenca debe haberse generado mediante un proceso de expansión y posteriormente debió ser destruida por un subsiguiente proceso de convergencia, dando como resultado que aquellas rocas presentes en la misma hayan podido ser metamorfizadas bajo un

régimen metamórfico de alta P/T.

Cuencas de este tipo han sido descritas en la literatura con el término "Cuencas Marginales", las cuales son de obvia importancia como lugares de generación de nueva corteza oceánica por fusión fraccionada del manto (HAWKINS, 1977). También son importantes para entender la evolución de cordilleras orogénicas y el origen de ofiolitas que comúnmente son interpretadas como fragmentos de corteza oceánica.

MENARD (1967) distingue tres tipos de estas llamadas cuencas marginales a) aquellas con arcos de isla simples, b) aquellas con arcos más complejos y c) las que corresponden a mares intracontinentales o mediterráneos. Bloques microcontinentales compuestos presumiblemente por corteza de tipo continental, suelen constituir dorsales dentro de océanos marginales separando cuencas que poseen corteza de tipo oceánico, ubicadas dentro del océano mayor (PACKHAM y FALVEY, 1971).

Las opiniones antes mencionadas de MENARD (1967) y PACKHAM y FALVEY (1971) parecen orientarnos en nuestro caso específico a que la cuenca donde se originaron las rocas volcánicas del Grupo Villa de Cura pudo ser del tipo intracontinental o mediterráneo, separada del resto del "Caribe" por un bloque microcontinental.

La mayoría de las cuencas marginales activas actualmente, se encuentran ubicadas en el Pacífico occidental (KARIG, 1971; PACKHAM y FAVEY, 1971; KARIG y MOORE, 1975; HAWKINS, 1976, 1977). El mar del Scotia es un ejemplo de cuenca atlántica, la cual parece ser similar en todos los aspectos esenciales a las cuencas del Pacífico occidental (HAWKINS, 1977). Todas estas cuencas pueden tener múltiples orígenes, pero la mayoría presenta algunas características que indican un origen mediante procesos similares a aquellos que generan litosfera oceánica en centros mayores de expansión.

De acuerdo con READING (1978, p. 460) la única posible diferencia entre las facies típicas de cuencas marginales y las de océanos verdaderos, es la ausencia en las primeras de depósitos de corrientes de fondo y la abundancia de sedimentos volcanoclásticos y ceniza volcánica en las mismas.

Para explicar la evolución de la cuenca de Villa de Cura, podemos emplear a manera de comparación, una cuenca atlántica que morfológicamente es parecida al Caribe. Se trata del mar del Scotia, ubicado entre Suramérica y la Antártica, al oeste del arco de islas de las Sandwich del Sur (Figura 58).

Comparativamente, ambas cuencas se extienden en dirección este-oeste entre el Pacífico y el Atlántico (el Caribe, por ser más antiguo, está limitado al oeste por el istmo de Centroamérica, generado por subducción del Pacífico por debajo de el), y están ubicados entre masas continentales.

En el borde sur del mar del Scotia, justamente al norte de la península Antártica, observamos una situación que puede ser similar a la que se presentó al norte del continente suramericano al momento de generarse la cuenca de Villa de Cura. Entre la ya mencionada península Antártica y las islas Shetland del Sur, se encuentra el estrecho de Bransfield (Figura 59). De acuerdo con ASHCROFT (1972) y BAKER et al. (1975) el arco de las Shetland del Sur está basado sobre corteza continental de unos 15 km de espesor, lo cual está confirmado por la presencia de bloques de cuarcita y gneis de alto grado en las rocas volcánicas. Parece existir poca duda en que el estrecho de Bransfield, se produjo por extensión de detrás de arco y que su piso es de carácter oceánico (TARNEY et al., 1977). Dos volcanes (isla Decepción e Isla Bridgeman) se encuentran ubicados en el eje de expansión. Sus magmas parecen haberse generado por fusión del manto a profundidades someras, el cual posee particularidades geoquímicas características de la fuente de basaltos de cordilleras meso-oceánicas. La tendencia de diferenciación es a grandes rasgos calco-alcalina, pero con enriquecimiento de Fe/Mg. La geoquímica es

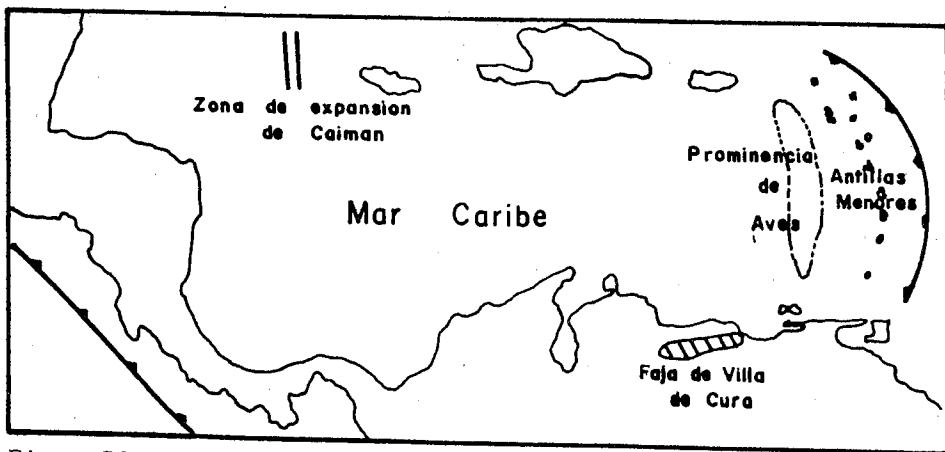


Fig. 58a Mapa de la región del Caribe mostrando el arco de las Antillas Menores y la ubicación de la Faja de Villa de Cura.

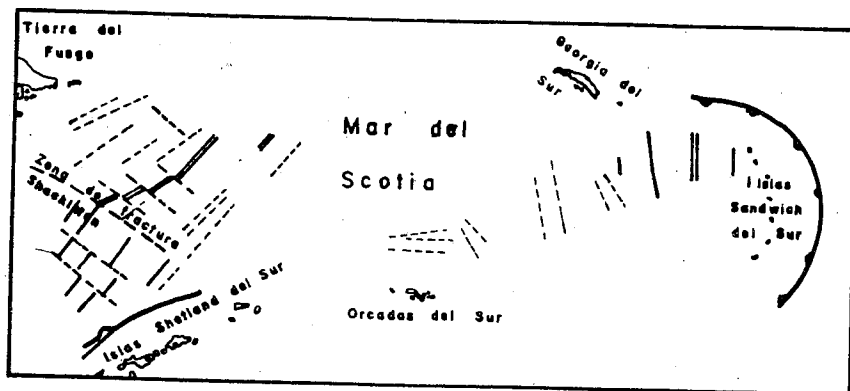


Fig. 58b Mapa de la región del arco de las Sandwich del Sur, donde se muestra el patrón de lineaciones magnéticas y los centros de expansión (según BAKER y GRIFFITHS, 1972).

transicional entre calco-alcalina y toleítica de piso oceánico (TARNEY et al., 1977).

En una situación como la presentada bastaría que al finalizar el proceso de expansión, se iniciara uno de convergencia generándose una zona de subducción intra-oceánica (dentro del océano marginal) (Figura 60) con polaridad sur, lo que resultaría en la consumición de la porción de la cuenca ubicada al norte de dicha zona de subducción. La corteza oceánica y cobertura sedimentaria así afectada, sería metamorfizada bajo las condiciones típicas de este esquema tectónico, es decir, a alta P/T.

5.3 Modelo tectónico para explicar el origen y evolución de la faja de Villade Cura

El proceso de formación y evolución tectónica de la faja de Villa de Cura, puede dividirse para su explicación, en varias etapas, cada una de las cuales está representada en la Figura 61.

La situación inicial se presenta en la ETAPA I, en la cual se destacan dos aspectos importantes: a) Una placa continental ubicada al sur la cual denominaremos proto continente suramericano, b) Un océano ubicado al norte del previamente citado continente y que corresponde al Caribe antiguo.

El proto continente puede estar constituido en su mayor parte por rocas pre-cámbricas aunque es muy probable que se encontrase bordeado por un cinturón paleozoico, cuyos remanentes podemos observar hoy en parte en la región de El Baúl.

Una sedimentación del tipo plataformal podría producirse al norte del borde de proto Suramérica originándose algunas de las unidades incluidas hoy dentro del llamado Grupo Caracas.

Al norte del borde septentrional del proto continente, dentro de la cuenca oceánica, se produce una ruptura paralela

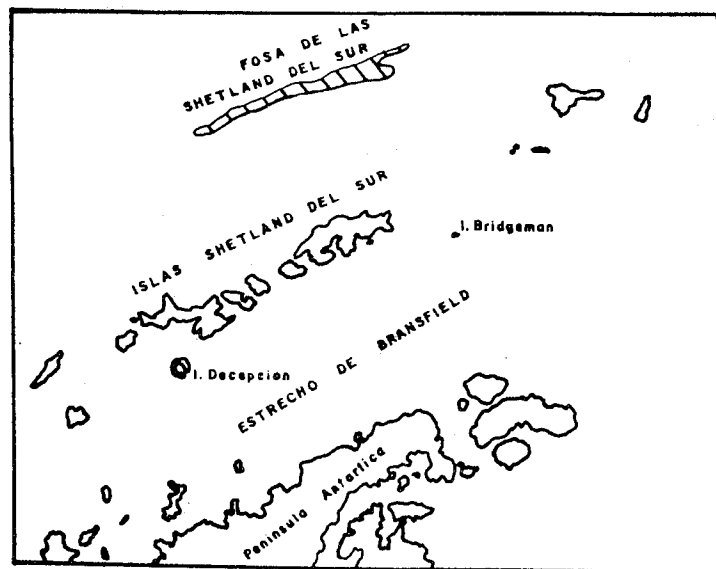


Fig. 59 Arco de las islas Shetland del Sur, separado de la península Antártica por la cuenca tensional del estrecho de Bransfield. (Tomado de TARNEY et al., 1977).

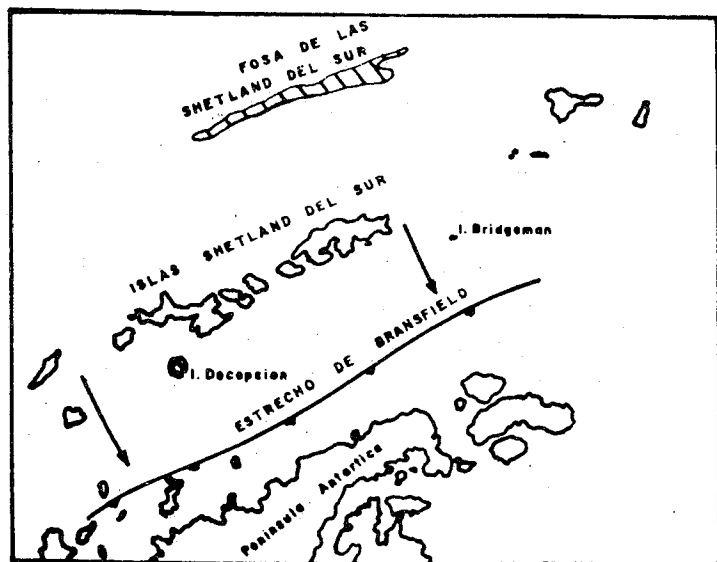


Fig. 60 Ubicación de la posible zona de subducción en un supuesto proceso de convergencia en la cuenca marginal del estrecho de Bransfield, el cual daría como resultado una situación parecida a la hoy observada en al Faja de Villa de Cura.

a dicho borde iniciando un proceso de convergencia, resultando en una subducción con polaridad norte de la porción de corteza oceánica ubicada al sur de la ruptura, esto representa la ETAPA II. Contemporáneamente a la subducción se genera en el borde del continente un foco de expansión, comenzando a separarse una porción del continente (micro-continente) del resto del mismo.

Al norte de la zona de subducción y como resultado de la fusión de corteza oceánica en el manto superior, se produce actividad volcánica, cuyo resultado es la generación de un arco de islas.

En la ETAPA III casi toda la porción de corteza oceánica ubicada entre el micro-continente y el recién generado arco de islas, se ha consumido por debajo de este último. Las rocas depositadas en la plataforma continental, forman parte ahora del complejo de subducción y han sido deformadas y metamorfizadas a alta P/T por la colisión del arco de islas con el micro-continente, el cual a su vez se ha separado del proto-continente suramericano, quedando entre ambos, una cuenca marginal oceánica cuya corteza fue generada en el centro de expansión que originó la separación de las masas continentales ya citadas.

TALUKDAR y LOUREIRO (1982) propusieron originalmente en su modelo tectónico para explicar la evolución del margen septentrional del Suramérica, la formación del arco de islas mencionado en la ETAPA II, producido como resultado de la subducción de la corteza oceánica y su cobertura sedimentaria, ubicada al norte de la placa suramericana. De acuerdo con esos autores, este proceso se inició hace 130 m.a. y concluyó con la colisión arco de islas/continente, mencionada en la ETAPA III, hace 95 m.a.

Posteriormente proponen una inversión de la subducción iniciada hace 85 m.a. para explicar la disminución de la relación P/T del metamorfismo, al aumentar la temperatura del mismo como consecuencia de la actividad magmática, conse

cuencia de la nueva subducción, esta vez con polaridad sur. Realmente, a menos que se tengan otras evidencias adicionales a las mencionadas por TALUKDAR y LOUREIRO (1982), no es necesaria la inversión de la subducción para explicar el aumento en la temperatura de metamorfismo, tal como se mencionará más adelante.

En la ETAPA IV se ha completado ya la colisión arco de islas/micro-continente, el complejo de subducción fuertemente deformado se ubica entre ambos. El cese de la subducción ocasiona que la isoterma anteriormente deprimida a lo largo de la zona de Benioff vuelvan a su estado normal, aumentándose por ello la temperatura de aquellas rocas metamorfizadas originalmente a alta P/T, de manera que se reequilibran a condiciones de menor P/T.

El micro-continente previamente citado corresponde hoy en día al núcleo de la Cordillera de la Costa, donde se han reportado rocas que por su edad, pueden corresponder al cinturón paleozoico ya mencionado con anterioridad y que supuestamente bordeaba al proto continente suramericano. Estas rocas de edad Paleozoico son: el granito de Sebastopol, 425 m.a. (GONZALEZ DE JUANA et al., 1980) y el granito de Guaremal, 409 m.a. (URBANI, comunicación personal).

Fragmentos de corteza oceánica localizados dentro del complejo de subducción metamorfizados a alta P/T y reequilibrados posteriormente a una P/T inferior, están representados por las anfibolitas, glaucofanitas y eclogitas estudiadas por LOUREIRO (1982). El cinturón de rocas formadas a baja P/T correspondiente al mismo evento tectónico, está representado al menos en parte por las rocas ígneas de afinidad calco-alcalina y las metamórficas de las islas del norte de Venezuela (Los Roques, La Orchila, La Blanquilla, etc).

Al sur del micro-continente, como ya dijimos, nos encontramos con una cuenca oceánica marginal que representa el lugar de origen de las rocas de la faja de Villa de Cura. La asociación de rocas volcánicas y volcanoclásticas, estas úl

timas posiblemente de composición andesítica, constituyen la característica fundamental de las rocas originadas en este tipo de cuenca (DEWEY y BIRD, 1971). Los mismos autores indican que las cuencas de este tipo, se hacen más jóvenes a medida que se alejan del borde continental debido a que a medida que la cuenca marginal se expande, el foco de expansión migra alejándose del continente. Resulta importante anotar aquí la presencia de rocas volcánicas félsicas de composición fundamentalmente dacítica dentro de la secuencia de Villa de Cura, representadas principalmente por los granofels cuarzo albíticos. Rocas de este tipo han sido reportadas en otras cuencas marginales, como en la cuenca de Lau en el Pacífico occidental (HAWKINS, 1976) en el llamado "Zephyr Shoal". De acuerdo con Hawkins, se sugiere que esas dacitas representan diferenciados sialicos de los magmas basálticos de la cuenca de Lau. Rocas intrusivas con composición similar, representan componentes menores pero distintivos de la suite ofiolítica (COLEMAN y PETERMAN, 1975).

Dentro de la misma ETAPA IV del proceso de convergencia que produjo la colisión arco de islas / micro continente continúa, por lo que consecuentemente se inicia una nueva subducción, esta vez con polaridad sur, dentro de la cuenca marginal, generándose en consecuencia un nuevo arco de islas, el cual es responsable de la gran cantidad de rocas volcanoclásticas y cenizas que se reportan en la citada faja de Villa de Cura. Dicho arco está representado hoy en día por la Unidad de Lavas Brechas y Tobas (Volcánicas de Tiara).

La ETAPA V representa el final de la subducción iniciada en la etapa anterior, la cual concluye al colidir el micro-continente con el segundo arco de islas, proceso en el cual las rocas volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias de la cuenca son metamorfizadas a alta P/T. Al sur del arco de islas (norte del proto continental) queda un remanente de cuenca oceánica marginal, la cual es propicia para que se produzca en ella una sedimentación tipo flysch, representada hoy en día por la Formación Guárico.

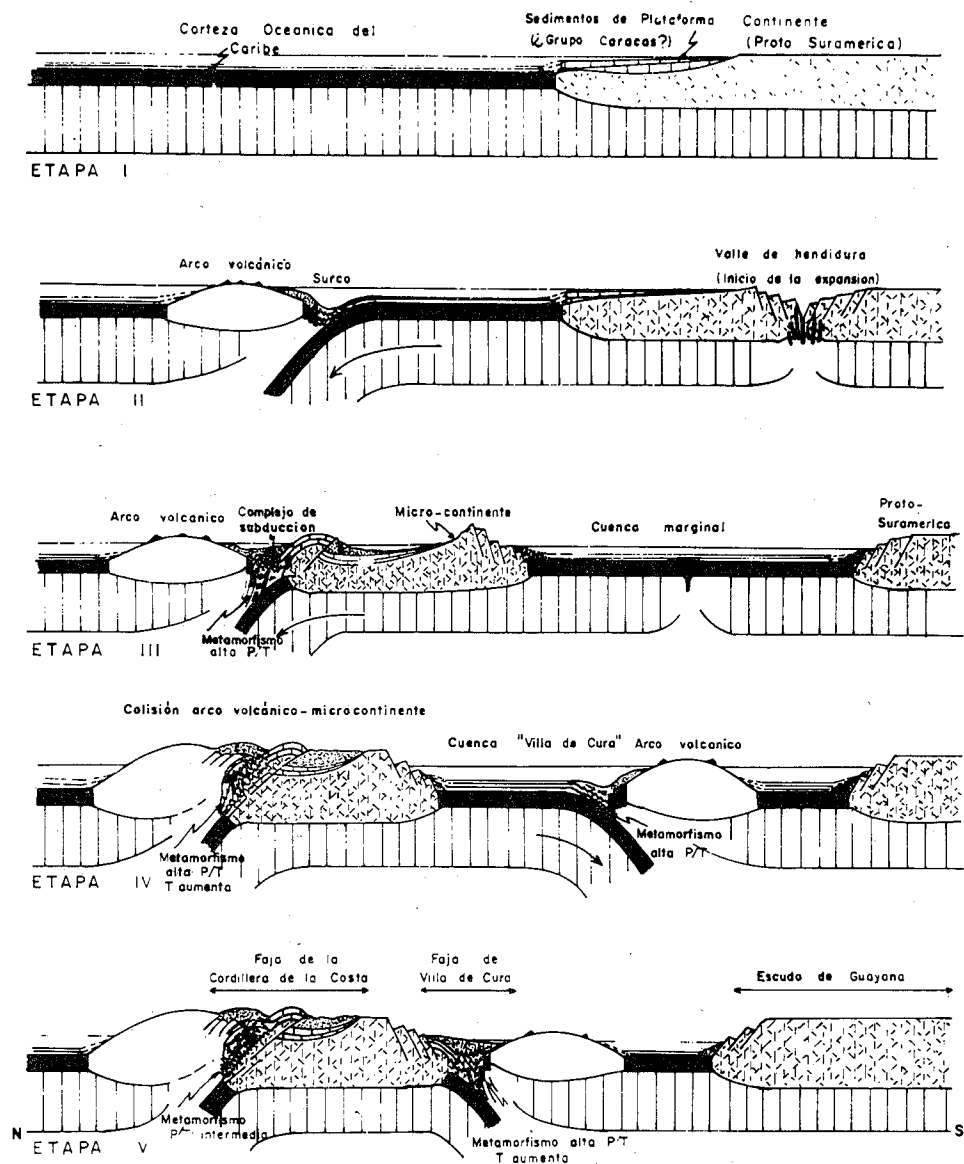


Fig. 61 Evolución tectónica de la Cordillera de la Costa, con especial énfasis en el desarrollo de la cuenca de Villa de Cura. El modelo de desarrollo de la región septentrional de la Cordillera de la Costa, es según TALUKDAR y LOUREIRO (1982) modificado por el autor.

6. CONCLUSIONES

De todo lo expuesto en el presente trabajo, referente a la petrología, petrogénesis y metamorfismo de las rocas volcánicas del Grupo Villa de Cura, y de su comparación con lo expuesto en relación al mismo tema en la literatura geológica venezolana, podemos llegar a las siguientes conclusiones generales:

- 1º) La secuencia litológica presente en el Grupo Villa de Cura corresponde a una serie de eventos volcánicos de diversa índole, representados por intervalos de lavas y tobas metamorizadas con períodos en los que la sedimentación está caracterizada por rocas típicas de fondos oceánicos (ftanitas).
- 2º) La citada secuencia se dividió informalmente en tres unidades (Granofels, Metalavas y Metatobas) en base al predominio de un determinado tipo de roca. Según esta subdivisión y de acuerdo a argumentos presentados a lo largo del trabajo, se considera que la Unidad de Granofels (equivalente a la Formación Santa Isabel) es la más antigua del grupo, siendo la Unidad de Metatobas (equivalente a las Formaciones El Chino y El Caño) la más joven.
- 3º) La Unidad de Lavas, Brechas y Tobas (equivalente a la Formación Volcánicas de Tiara) representa un evento volcánico posterior, con un metamorfismo de grado muy bajo y en contacto tectónico con rocas de las unidades citadas previamente.
- 4º) El metamorfismo de las rocas del Grupo Villa de Cura es del tipo bórico de alta P/T y es evidente un aumento del grado del mismo, de norte a sur.
- 5º) Las características geoquímicas de las rocas estudiadas permiten concluir que se trata fundamentalmente de tipos litológicos de afinidad toleítica de piso oceánico, aunque rocas andesíticas pertenecientes posiblemente

te a una asociación calco-alcalina, se encuentran en menor proporción. Estas últimas pertenecen a la Unidad de Lavas, Brechas y Tobas.

- 6°) Las rocas del Grupo Villa de Cura se originaron en una cuenca oceánica marginal de tipo intracontinental o mediterráneo, ubicada entre el continente proto suramericano al sur y un micro continente derivado de este último, al norte.

Una combinación de un proceso de subducción con polaridad norte, en la corteza del Caribe antiguo, con otro proceso de subducción con polaridad sur dentro de la cuenca marginal antes citada, permitió la apertura y posterior cierre de esta última, para dar como resultado la combinación de rocas observada y el metamorfismo con las condiciones citadas previamente.

BIBLIOGRAFIA

- ABBEY, S. (1977) "Studies in Standard Samples for use in the general analysis silicate rocks and minerals". part 5: 1977 Edition of "usable" values, Geol. Surv. Canada, Paper 77-34, 31 p.
- AGUERREVERE, S.E. y ZULOAGA, C. (1937) "Observaciones geológicas en la Cordillera de la Costa, Venezuela". Bol. Geol. y Minas, Caracas, 1 (2-4): 3-22.
- AQUINO, R. (1983) "Geología de una zona ubicada al sur de Tiara y este de San Sebastián, Edo. Aragua". Universidad Central de Venezuela, Caracas, Tesis de grado inédita.
- ASHCROFT, W.A. (1972) "Crustal structure of the South Shetland Islands and Bransfield strait". Brit. Antarct. Surv. Sci. Report, (66): 1-43.
- BAKER, P.F. y GRIFFITHS, D.H. (1972) "The evolution of the Scotia ridge and Scotia sea". Phil. Trans. Roy. Soc. London, A271, 151-183.
- , McREATH, I., HARVEY, M.R., ROOBOL, M.J. y DAVIES, T.G. (1975) "The geology of the South Shetland Islands: V. Volcanic evolution of Deception Island". Brit. Antarct. Sur. Sci. Report, (78): 1-81.
- BARD, J.D. y MOINE, B. (1979) "Acebuches amphibolites in the Aracena hercynian metamorphic belt (south-west Spain): Geochemical variations and basaltic affinities". Lithos, (12): 271-282.
- BELL, J.S. (1972) "Geotectonic evolution of the southern Caribbean area, Studies in earth and space science". Geol. Soc. Amer. Mem., (132): 367-386.
- BELLIZZIA, A.G. (1972) "Sistema montañoso del Caribe, borde sur de la placa Caribe, es una cordillera aloctona". VI Conf. Geol. Caribe Mem., 247-258.

- BISHOP, D.G. (1972) "Progressive metamorphism from prehnite-pumpellyite to greenschist facies in the Dansey Pass area, Otago, New Zealand". Geol. Soc. Amer. Bull., (83): 3177-3198.
- BLACK, P.M. (1977) "Regional high-pressure metamorphism in New Caledonia: Phase equilibria in the Ouégoa district". Tectonophysics, (43): 89-107.
- BROTHERS, R.N. (1970) "Lawsonite-albite schists from northernmost New Caledonia". Contrib. Mineral. Petrol., (25): 185-202.
- BROWN, E.H. (1977) "Phase equilibria among pumpellyite, lawsonite, epidote and associated minerals in the low grade metamorph rocks". Contrib. Mineral. Petrol. (64): 123-136.
- CANN, J.R. (1970) "Rb, Sr, Y, Zr, Nb in some ocean floor basaltic rocks". Earth Planet. Sci. Lett., (10): 7-11.
- CASIMIRRI, A. (1983) "Geoquímica de las rocas metavolcánicas del Grupo Villa de Cura al norte de San Sebastián de los Reyes". Universidad Central de Venezuela, Tesis inédita.
- COLEMAN, R.G. y PETERMAN, Z.E. (1975) "Oceanic plagiogranite". Journ. Geophys. Res., (80): 1099-1108.
- COOMBS, D.S. (1960) "Lower grade mineral facies in New Zealand". Rept. Intern. Geol. Congr. 21st Session, Norden, (13): 339-351.
- , LANDIS, C.A., NORRIS, R.J., SINTON, J.M., BORNS, D.J. y CRAW, D. (1976b) "The Dun mountain ophiolite belt, New Zealand, its tectonic setting, constitution and origin". Amer. J. Sci., (276): 561-603.
- , NAKAMURA, Y. y VUAGNAT, M. (1976) "Pumpellyite-actinolite facies schists of the Tavayanne Formation near Loèche, Valais, Switzerland". Journ. Petrol., (17): 440-471.
- CORREA, J. (1982) "Geología de una zona situada al norte de San Sebastián de los Reyes, Estado Aragua". Tesis de grado inédita, Universidad Central de Venezuela.
- COWAN, D.S. (1974) "Deformation and metamorphism of the Franciscan subduction zone complex northwest of Pacheco Pass, California". Geol. Soc. Amer. Bull., (85): 1623-1634.
- (1978) "Origin of blueschist-bearing chaotic rocks in Franciscan Complex, San Simeon, California". Geol. Soc. Amer. Bull., (89): 1089-1095.
- CRAWFORD, W.A. y FYFE, W.S. (1964) "Calcite-Aragonite equilibrium". Science, (144): 1569-1570.
- (1965) "Lawsonite equilibria". Amer. Journ. Scie., (263): 262-270.
- DEWEY, P.F. y BIRD, J.M. (1971) "Origin and emplacement of ophiolite suite: Appalachian ophiolites in New Foundland". Journ. Geophys. Res., (76): 3179-3206.
- DIETRICH, V., EMMERMANN, R., KELLER, J. y PUCHELT, H. (1977) "Tholeiitic basalts from the Tyrrhenian sea floor". Earth Planet. Sci. Lett., (36): 285-296.
- DOVRETSOV, N.L., SOBOLEV, V.S., SOBOLEV, N.V. y KHLESTOV, V. V. (1974) "Facies of regional high-pressure metamorphism, Ed. Nedra, Moscú.
- ERNST, W.G. (1975) "Subduction zone metamorphism". W.G. Ernst Edit. Benchmark Papers in Geology, vol 19, Dowden, Hutchinson & Ross, Inc., Pennsylvania, 445 p.
- (1979) "Coexisting sodic and calcic amphiboles from high-pressure metamorphic belts and the stability of barroisitic amphibole". Miner. Mag., (43): 269-278.
- FLOYD, P.A. y WINCHESTER, J.A. (1975) "Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements". Earth Planet. Sci. Lett., (27): 211-218.

- GONZALEZ DE JUANA, C., ITURRALDE, J.M. y PICARD, X. (1980) "Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas", Ediciones FONINVES, Caracas, 1031 p.
- GREEN, D.H. y RINGWOOD, A.E. (1967) "The genesis of basaltic magmas". *Contrib. Mineral. Petrol.*, (15): 103-190.
- (1969) "The origin of basaltic magmas". *Am. Geophys. Union. Geophys. Monogr.*, (13): 489-495.
- GUITARD, G. y SALIOT, P. (1971) "Sur les paragenèses à lawsonite et à pumpellyite del Alpes de Savote". *Bull. Soc. Fr. Miner. Cristallogr.*, (94): 507-523.
- HARVEY, S.R.M. (1971) "Origin of the southern Caribbean mountains, Studies in earth and space sciences" *Geol. Soc. Amer. Mem.*, (132): 387-400.
- HASHIMOTO, M. (1966) "On the prehnite-pumpellyite metagraywacke facies". *Journ. Geol. Soc. Japan*, (72): 253-265.
- (1972) "Reactions producing actinolite in basic metamorphic rocks". *Lithos* (5): 19-31.
- HAWKINS, J.W. (1976) "Petrology and geochemistry of basaltic rocks of the Lau basin". *Earth Planet. Sci. Lett.*, (28): 283-297.
- (1977) "Petrological and geochemical characteristics of marginal basin basalts" en Talwani, M. y Pitman, W.C., III eds., *Island arcs, deep sea trenches and back arc basins*, Maurice Ewing Series, Vol 1: Washington D.C., *Amer. Geophys. Union*, 355-365.
- HINRICHSEN, T.V. y SCHURMANN, K. (1969) "Untersuchungen zur stabilität von pumpellyit". *Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.*, (10): 441-445.
- HOFFMANN, C. y KELLER, J. (1979) "Xenoliths of lawsonite-ferroglaucophane rocks from a quaternary volcano of Milos (Aegean sea, Grece)". *Lithos*, (12): 209-219.
- HSU, K.J. (1968) "Principles of melange and their bearing on the Franciscan-Knoxville paradox" *Geol. Soc. Amer. Bull.*, (79): 1063-1074.
- HUTCHINSON, C.S. (1982) "Regional distribution and character of active andesite volcanism: Indonesia" in *Andesites*, Thorpe R.S. edit., John Wiley & Sons, 207-224.
- HYNDMAN, D.W. (1972) Petrology of igneous and metamorphic rocks, Mac Graw Hill, New York, 533 p.
- IRVINE, T.N. y BARAGAR, W.R.A. (1971) "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks". *Can. Journ. Earth Sci.*, (8): 523-548.
- JARVIS, H.A. (1966) "Geología de la región río Pao-río Tiznados, estados Cojedes y Guárico, Venezuela". *Bol. Geol.* (8): 73-115.
- KARIG, D.E. (1971) "Origin and development of marginal basins in the western Pacific". *Jour. Geophys. Res.*, (76): 2542-2561.
- y MOORE, G.F. (1975) "Tectonically controlled sedimentation in marginal basins". *Earth Planet. Sci. Lett.*, (26): 233-238.
- KONIGSMARK, T.A. (1958) "Geology of the northern Guarico-lake of Valencia area, Venezuela". Tesis inédita, Univ. de Princeton, U.S.A.
- KUNO, H. (1968a) "Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas". *Bull. Vulcanol.*, ser 2 (20): 37-76.
- (1968b) "Origin of andesite and its bearing on the island arc structure". *Bull. Vulcanol.*, ser 2, (32): 141-176.
- LEAKE, B., HENDRY, G., KEMP., PLANT, A., HARVEY, P., WILSON, COATS, J. AUCOTT, J., LUNEL, T. y HOWARTH, R. (1969) "The chemical analysis of rock powders by automatic X-ray fluorescence". *Chem. Geol.*, (5): 7-86.

- LIU, J.G. (1971) "P-T stabilities of laumontite, wairakite, lawsonite and related minerals in the system $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ". Journ. Petrol., (12): 379-411.
- , HO, C.O. y YEN, T.P. (1975) "Petrology of some and related rocks from Taiwan". Journ. Petrol., (16): 80-109.
- LOUREIRO, D. (1981) "Geoquímica de los elementos mayoritarios de la anfibolitas del área norcentral de la Cordillera de la Costa: Fragmento de la corteza oceánica del Caribe". Universidad Central de Venezuela, Caracas, Trabajo de ascenso, Inédito
- LUGO, J. (1982) "Geología de una zona situada al norte de San Sebastián de los Reyes, Estado Aragua". Tesis de Grado inédita, Universidad Central de Venezuela.
- MacDONALD, G.A. y KATSURA, T. (1964) "Chemical composition of Hawaiian lavas". Jour. Petrol., (5): 82-133.
- MAGUREGUI, J. (1982) "Geología de una zona situada al este de Villa de Cura, Estado Aragua". Tesis de grado inédita, Universidad Central de Venezuela.
- MARESCH, W.V. (1974) "Plate tectonics origin of the Caribbean mountain system of northern South America: Discussion and proposal". Geol. Soc. Amer. Bull., (85): 669-682.
- (1977) "Experimental studies on glaucophane. An analysis of present knowledge". Tectonophysics, (43): 109-125.
- MENARD, H.W. (1967) "Transitional types of crust under small ocean basins". Journ. Geophys. Res., (72): 3061-3073.
- MENENDEZ V. de V., A. (1966) "Tectónica de la parte central de las montañas occidentales del Caribe". Venezuela, Bol. Geol., Caracas, 8(15): 116-139.
- MIYASHIRO, A. (1967) "Orogeny, regional metamorphism and magmatism in the Japanese islands". Medd. Dansk Geol. Foren., (17): 390-446.
- (1973a) Metamorphism and metamorphic belts, John Wiley & Sons, New York, 492 p.
- (1973b) "The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc". Earth Planet. Sci. Lett., (19): 218-220.
- (1974) "Volcanic rock series in island arcs and active continental margins". Amer. Jour. Sci., (274): 321-355.
- (1975a) "Classification, characteristics and origin of ophiolites". Journ. Geol., (83): 249-281.
- (1975b) "Origin of the Troodos and other ophiolites: A reply to Hynes". Earth Planet. Sci. Lett., (25): 217-22
- (1978) "Nature of alcalic volcanic rock". Series, Contrib. Mineral. Petrol., (66): 91-104.
- MURRAY, C.G. (1972) "Significance of possible Cretaceous island arc volcanism in the Venezuelan coast range". (Resumen), VI Conf. Geol. Caribe Mem., 303.
- NAVARRO, E., MAGUREGUI, J. y LUGO, J. (1982) "Algunos aspectos sobre la geología del Grupo Villa de Cura". ASOVAC, Caracas, Nov. 1982, Resumen, p.
- NEWTON, R.S. y KENNEDY, G.C. (1963) "Some equilibrium reactions in the join $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ". Journ. Geophys. Res., (68): 2967-2984.
- NICHOLLS, G.D. y ISLAM, M.R. (1971) "Geochemical investigation of basalts and associated rocks from the ocean floor and their implications". Phil. Trans. R. Soc. London, (278): 469-486.
- NITSCH, K.H. (1968) "Die stabilität von lawsonit". Naturwissenschaften, (8): 388-389.

- (1971) "Stabilitätsbeziehungen von prehnit- und pumpellyit-haltigen paragenesen" Contrib. Mineral. Petrol., (30): 240-260.
- (1972) "Das P-T-X_{CO2} stabilitätsfeld von lawsonit". Contrib. Mineral. Petrol., (34): 116-134.
- (1974) "Neue erkenntnisse zur stabilität von lawsonit". Fortschr. Mineral., (51): 34-35.
- OKAY, A.I. (1980) "Lawsonite zone blueschists and a sodic amphibole production reaction in the Tavsanli region, northwest Turkey". Contrib. Mineral. Petrol., (75): 179-186.
- OXBURGH, R.E. (1950) "Geology of the eastern Carabobo area, Venezuela". Tesis inédita, Univ. de Princeton. U.S.A.
- (1966) "Geology and metamorphism of Cretaceous rocks in eastern Carabobo state, Venezuelan coast ranges, Caribbean Geological Investigations". Geol. Soc. Amer. Mem., (98): 241-310.
- PACKHAM, G.H. y CROOK, K.A.W. (1960) "The principle of diagenetic facies and some of its implications". Journ. Geol., (68): 392-407.
- y FALVEY, D.A. (1971) "An hypothesis for the formation of marginal seas in the western Pacific". Tectonophysics, (11): 79-109.
- PEARCE, J.A. y CANN, J.R. (1973) "Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses". earth Plane. Sci. Lett., (19): 290-300.
- PEARCE, T.H., GORMAN, B.E. y BIRKETT, T.C. (1975) "The TiO₂-K₂O-P₂O₅ diagram: A method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts". Earth Planet. Sci. Lett., (24): 419-426.

- (1977) "The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks". Earth Planet. Sci. Lett., (36): 121-132.
- PERCHUCK, L.L. y ARANOVICH, L. Ya. (1980) "The thermodynamic regime of metamorphism in the ancient subduction zones". Contrib. Mineral. Petrol., (75): 407-414.
- PIBURN, M.D. (1968) "Metamorfismo y estructura del Grupo Villa de Cura, norte de Venezuela". Bol. Geol., Caracas, 9 (18): 183-290.
- READING, H.G. (1978) Sedimentary environments and facies, Ed. Reading, H.G. Elsevier-North Holland publ., New York, 569 p.
- RODRIGUEZ, I. (1983) "Geoquímica de las rocas metavolcánicas del Grupo Villa de Cura al norte de San Juan de los Morros". Universidad Central de Venezuela, Tesis inédita.
- SAGGERSON, E.P. y WILLIAMS, L.A.V. (1964) "Ngurumanite from southern Kenya and its bearing on the origin of rocks in the northern Tanganyika alkaline district". Journ. Petrol., (5): 40-81.
- SAUNDERS, A.D., TARNEY, J., STERN, C.R. y DALZIEL, L.W.D. (1979) "Geochemistry of Mesozoic marginal basin floor igneous rocks". Geol. Soc. Amer. Bull., (90): 237-258.
- SCHWARZER, R.R. y ROGERS, J.J.W. (1974) "A worldwide comparison of alkali olivine basalts and their differentiation trends". Earth Planet. Sci. Lett., (23): 286-196.
- SEIDERS, V.M. (1965) "Geología de Miranda central, Venezuela". Bol. Geol., (6): 289-416.
- SEKI, Y. (1958) "Glaucophanitic regional metamorphism in the Kanto mountains, central Japan". Journ. Geol. Geogr., (29): 233-258.

- SERRANO, M. (1982) "Geología de una zona situada al norte de San Juan de los Morros". Tesis de grado inédita, Universidad Central de Venezuela.
- SHAGAM, R. (1960) "Geología de Aragua central (Venezuela)". Mem. III Cong. Geol. Venez., Bol. Geol. Pub. Esp., Tomo II: 574-675.
- SKERLEC, G.M. y HARGRAVES, R.B. (1980) "Tectonic significance of paleomagnetic data from northern Venezuela". Jour. Geophys. Res., (85): 5303-5315.
- SMITH, R.E. y SMITH, S.E. (1976) "Comments on the use of Ti, Zr, Y, Sr, K, P and Nb in classification of basaltic magmas". Earth Planet. Sci. Lett., (32): 114-120.
- TALUKDAR, S.C., LOUREIRO, D., NAVARRO, E., URBANI, F. y OSTOS, M. (1981) "Modelo de tectónica de placas para la evolución del Sistema Montañoso del Caribe: una nueva hipótesis de trabajo". AsoVAC, Maracaibo, Nov. 1981, Resumen, p 212.
- y LOUREIRO, D. (1982) "Geología de una zona ubicada en el segmento norcentral de la Cordillera de la Costa, Venezuela: Metamorfismo y de formación. Evolución del margen septentrional de Suramérica en el marco de la tectónica de placas". GEOS, (27): 15-76.
- TARNEY, J., SAUNDERS, A.D. y WEAVER, S.D. (1977) "Geochemistry of volcanic rocks from the island arcs and marginal basins of the Scotia arc region". en Talwani, M. y Pitman, W.C., III eds., Island arcs, deep sea trenches and back arc basins, Maurice Ewing Series, Vol. I: Washington D.C., Amer. Geophys. Union, 367-377.
- THOMPSON, A.B. (1970) "Laumontite equilibria and the zeolite facies". Amer. Jour. Sci., (269): 267-275.
- THOMPSON, G., BRYAN, W.B. y MELSON, W.G. (1980) "Geological and geophysical investigation of the mid-Cayman rise spreading center: Geochemical variation and petrogenesis of basalt glasses". Journ. Geol., (88): 41-55.

- TRIBOULET, C. (1978) "Coexisting blue and blue-green amphibole from Ile de Groix (Morbihan, France)". Journ. Petrol., (19): 653-668.
- TURNER, F.J. (1981) Metamorphic petrology: mineralogical, field and tectonic aspects, 2nd Ed., Mc Graw Hill Book Co., New York, 524 p.
- VELDE, B. (1970) "Les eclogites de la région nantoise (de Campbon au Cellier, Loire Atlantique)". Bull. Soc. fr. Miner. Cristallogr., (93): 370-385.
- VISCARRET, P. (1982) Geología de la cuenca de los ríos Apa y Macaira del parque nacional Guatopo (Estado Miranda)". Tesis de grado inédita, Universidad Central de Venezuela.
- WANG, C.S. (1981) "Olistostrome and melange in the evolution of subduction complexes". Geol. Soc. China Mem., (4): 55-65.
- WINCHESTER, J.A. y FLOYD, P.A. (1976) "Geochemical magma type discrimination: Application to altered and metamorphosed basic igneous rocks". Earth Planet. Sci. Lett., (28): 459-469.
- (1977) "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements". Chem. Geol., (20): 325-343.
- WINKLER, H.G.F. (1965) Petrogenesis of metamorphic rocks, Rev. 2nd Ed., Springer-Verlag, New York, 237 p.
- (1974) Petrogenesis of metamorphic rocks, 3a Ed., Springer-Verlag, New York, 320 p.